

Gletschergeschichte des Oberengadins: Untersuchungen von Gletscherschwankungen in der Err-Julier-Gruppe

INAUGURAL-DISSERTATION

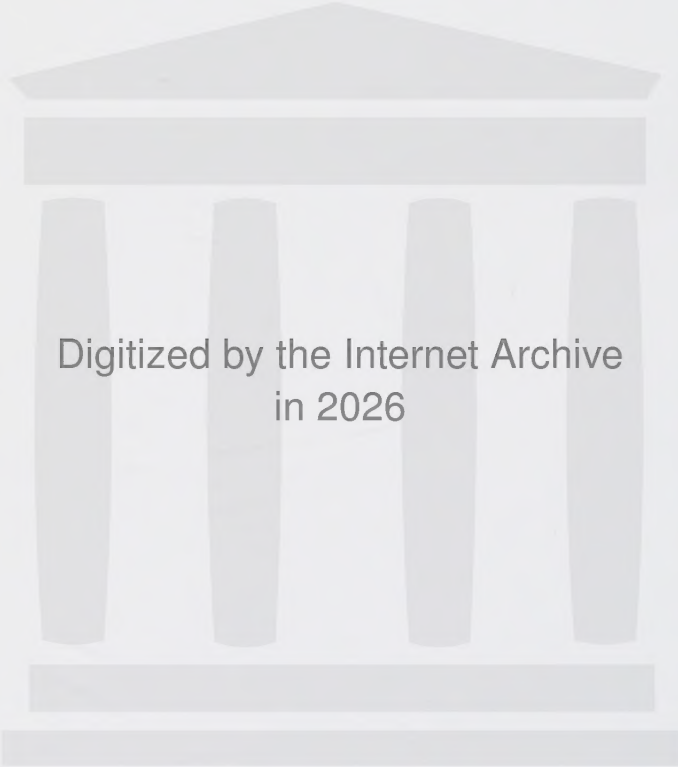
zur Erlangung der Philosophischen Doktorwürde
vorgelegt der
Philosophischen Fakultät II
der Universität Zürich

von

JÜRGEN HEINZ SUTER
von Zofingen und Kölleken (Kt. Aargau)

Begutachtet von Herrn Prof. Dr. G. Furrer

Zürich
1981



Digitized by the Internet Archive
in 2026

Gletschergeschichte des Oberengadins: Untersuchungen von Gletscherschwankungen in der Err-Julier-Gruppe

INAUGURAL-DISSERTATION

zur Erlangung der Philosophischen Doktorwürde
vorgelegt der
Philosophischen Fakultät II
der Universität Zürich

von

JÜRGEN HEINZ SUTER
von Zofingen und Kölliken (Kt. Aargau)

Begutachtet von Herrn Prof. Dr. G. Furrer

Zürich
1981

Gletschergeschichte des Oberengadins:
Untersuchungen von Gletscherzunahmen
in der Eis-Jülicher-Gruppe

Verfasser: Dr. phil. habil. Dr. phil. Dr. phil. Dr. phil.
Dr. phil. Dr. phil. Dr. phil. Dr. phil. Dr. phil. Dr. phil.
Dr. phil. Dr. phil. Dr. phil. Dr. phil. Dr. phil. Dr. phil.
Dr. phil. Dr. phil. Dr. phil. Dr. phil. Dr. phil. Dr. phil.



Druck: Juris Druck + Verlag Zürich

ISBN 3 260 04873 1

VORWORT

Die vorliegende Arbeit entstand in den Jahren 1977 - 1980 unter der Leitung von Herrn Professor Dr. G. Furrer im Rahmen des vom Schweizerischen Nationalfonds finanzierten Projekts Nr. 2002-078. Das stete Interesse und die Unterstützung durch Herrn Professor Dr. G. Furrer bedeuteten für mich eine grosse Hilfe. Ihm verdanke ich auch die Kontakte zu Instituten der Nachbarwissenschaften und die Möglichkeit, an Kursen (Gletscherkurs), Tagungen (Trier, Mainz) und Exkursionen (ALPQUA 77, DEUQUA 78, INQUA 78) teilgenommen zu haben. Dafür danke ich ihm ganz herzlich.

Der Einstieg in die Feldarbeit wurde mir durch Dr. F. Beeler (Cham) wesentlich erleichtert, da er durch seine Arbeiten im Berninapassgebiet mit dem Oberengadin bestens vertraut war. Bei den späteren Untersuchungen unterstützten mich dipl.geogr.U.Suter (er machte seine Diplomarbeit in meinem späteren Arbeitsgebiet), dipl.geogr.B.Gamper-Schollenberger, dipl.geogr.M.Gamper sowie dipl.geogr.M.Maisch, die sowohl als Feld- als auch Büronachbarn jederzeit bereit waren, mir im Feldeinsatz und bei der Lösung sich aufdrängender Fragen zu helfen.

Ganz speziell danken möchte ich zudem meinem Freund J.Fanghänel (Bever), der, bevor er seinen Wohnsitz ins Engadin verlegte, jedes Wochenende von Zürich anreiste, um mir bei den zahlreichen Grabungen und Kartierungstouren zu helfen.

Eine besondere Hilfe waren sowohl E.Campell (alt Kreisförster Oberengadin/Bergell, Bever), der mir sein reiches Wissen in langen Diskussionen grosszügig zur Verfügung stellte als auch die Familie R.Duschén (Bever), bei der ich die letzten drei Sommer wohnen durfte. Ihnen allen sei hier ganz herzlich gedankt.

Die Auswertungsarbeiten wären nicht möglich gewesen ohne die Unterstützung zahlreicher Kollegen. Danken möchte ich dabei speziell Dr.W.A.Keller und seinen Mitarbeitern für die 14C-Datierungen, R.Dürler und B.Kägi für die Hilfe bei den Laborarbeiten sowie Dr.G.Dorigo und dipl.geogr.A.Herzog (alle Geographisches Institut der Universität Zürich) für ihre grosszügige Hilfe bei der Lösung mathematischer Fragen.

Eine wesentliche Bereicherung der Arbeit verdanke ich dipl.geogr. U.Groner, der die pollenanalytische Untersuchung des Moores Jenatsch durchführte. Für die zugehörige Radiographie sei Dr.F.Giovanoli (Geologisches Institut der ETH Zürich) gedankt.

In vielen anregenden und lehrreichen Diskussionen erhielt ich wichtige Anstösse für meine Arbeit. Dafür bin ich folgenden Personen zu Dank verpflichtet: Prof.Dr.B.Frenzel (Botanisches Institut der

Universität Stuttgart-Hohenheim), Prof.Dr.H.Heuberger (Geographisches Institut der Universität Salzburg), Dr.G.Patzelt (Geographisches Institut der Universität Innsbruck), Prof.Dr.H.Zoller, Dr.A.K.Heitz-Weniger, P.Punchakunnel (alle Botanisches Institut der Universität Basel), Prof.Dr.M.Schüepf und PD Dr.G.Gensler (Schweiz. Meteorologische Anstalt), Dr.Chr.Schlüchter (Institut für Grundbau und Bodenmechanik der ETH Zürich), M.Aellen (Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich), O.Bisaz (alt Kreisförster Oberengadin/Bergell, Celerina) sowie dipl.geogr.H.P.Holzhauser und dipl.geogr.O.Gisler (Geographisches Institut der Universität Zürich).

Für die kritische Durchsicht des Manuskriptes danke ich den Herren Dr.C.Burga, Dr.P.Fitze, Dr.G.Kasper, dipl.geogr.M.Maisch (alle Geographisches Institut der Universität Zürich), PD Dr.G.Gensler (Schweiz.Meteorologische Anstalt) und dipl.geol.A.Handke (Elgg).

Im weiteren sei für das grosszügige Entgegenkommen der Sektion Bernina des SAC (insbesondere dem Hüttenwart P.Binkert), der Firma Planpartner (Madulain) für das Ueberlassen von Karten und dem Verkehrsverein St.Moritz für die kostenlose Benützung der Oberengadiner Bergbahnen gedankt.

Zu Dank verpflichtet bin ich auch Frau E.Kupka für die sorgfältige Reinschrift, die sie in der kurzen zur Verfügung stehenden Zeit erstellte. Für die Uebersetzung der Zusammenfassung danke ich Frl.D.Bally (Französisch) und meinem Bruger H.P.Suter (Englisch).

Abschliessend gilt mein ganz spezieller Dank meinen Eltern, Sie waren es, die mir das vielseitige Studium der Geographie ermöglichten und mir die Liebe und das Verständnis für die Natur mitgaben. Ihnen sei diese Arbeit gewidmet.

Zürich und Bever, im Dezember 1980

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
ZUSAMMENFASSUNG	IX
SUMMARY	XIII
RESUME	XVII
EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG	XXI
 T E I L I: UNTERSUCHUNGEN ZUM SPAET- UND POST- GLAZIAL IN DER ERR-JULIER-GRUPPE	 1
A. Das Untersuchungsgebiet	3
1. Geologie	5
2. Klima	9
3. Bisherige Arbeiten	15
B. Postglazial	18
1. Die Neuzeit: Der Zeitraum von 1500 n.Chr. bis heute	18
1.1 Einleitung	18
1.2 Die neuzeitlichen Zungelängenänderungen des Gletschersystems Calderas-Err-Jenatsch	19
1.2.1 Gletschervermessung	22
1.2.2 Karten	22
1.2.3 Lichenometrische Untersuchungen	25
1.3 Zusammenfassung	29
2. Die Vorneuzeit: Der Zeitraum von 10'200 BP bis 1500 n.Chr.	30
2.1 Einleitung	30
2.2 Interpretation der 14C-Daten	30
2.2.1 Holzproben	30
2.2.2 Torfproben	31
2.2.3 Bodenproben	31
2.3 Bemerkungen zur Waldgrenze	33
2.3.1 Allgemeines	33
2.3.2 Die Alpenrose zur Festlegung der potentiellen Waldgrenze	33
2.3.3 Klimatisch bedingte Höhenänderung der Waldgrenze	34
2.3.4 Die Lage der Waldgrenze in der Val Bever	35
2.4 Grabungen in der Val Bever	36
2.4.1 Profil Jenatsch-Hütte	36
2.4.2 Profil Traunter Ovas	52
2.4.3 Profil Beverin	55
2.4.4 Profil Palüd Marscha	56
2.5 Zusammenfassung	56

C. Spätglazial: Der Zeitraum vor 10'200 BP	61
1. Einleitung	61
2. Untersuchungsmethoden	62
2.1 Die Flächenteilungsmethode	63
3. Die Schneegrenze des Gletscherhochstandes um 1850 im Untersuchungsgebiet	65
4. Spätglaziale Gletscherstände im Untersuchungsgebiet	65
4.1 Err-Gruppe	65
4.2 Julier-Gruppe	76
5. Spätglaziale Gletscherausdehnungen über das Untersuchungsgebiet hinaus; die nächste Grössenordnung	79
6. Gliederung und zeitliche Einordnung der spätglazialen Gletscherstände nach überregionalen Gesichtspunkten	82
6.1 Das System vom BEELER	82
6.2 Gliederung der Ostalpen	83
6.3 Die zeitliche Stellung und Zuordnung des Standes Ova d'Err	88
7. Zusammenfassung	89
D. Zur Karte 'Gletscherstände im Untersuchungsgebiet'	91

T E I L II: UNTERSUCHUNG EINIGER GLETSCHERPARAMETER SOWIE DEREN QUANTITATIVE VERAENDERUNG IM RAUME OBERENGADIN	93
1. Einleitung	95
1.1 Wahl der Zeiträume	95
1.2 Datenmaterial	96
2. Flächenveränderung im Zeitraum um 1850 bis 1973	98
2.1 Ganzes Oberengadin	98
2.2 Flächenveränderung nach Gletschergrösse	98
3. Schneegrenze um 1850	100
3.1 Einfluss der Exposition auf die Höhe der Schneegrenze	100
3.2 Trendflächen-Analyse der Schneegrenze um 1850	100
3.2.1 Allgemeines zur Trendflächen-Analyse	100
3.2.2 Die Trendflächen 1. bis 6. Grades	101
3.3 Vergleich der 'Schneegrenze' um 1850 mit 1972/73	107
4. Zusammenfassung des Teils II	111

T E I L III: UNTERSUCHUNGEN ZUR BEZIEHUNG GLETSCHER- KLIMA	113
1. Einleitung	115
2. Der Einfluss der Temperatur auf die Länge von Gletscherzungen	117
3. Der Einfluss des Niederschlages auf die Länge von Gletscherzungen	125
3.1 Allgemeines	125
3.2 Winterniederschlag (Oktober - April)	127
3.3 Sommerniederschlag (Mai - September)	129
4. Schrittweise, multiple Regression	131
4.1 Schritt 1	131
4.2 Schritt 2	131
4.2.1 Residuen	134
4.3 Schritt 3	134
5. Zusammenfassung	135
 ZITIERTE LITERATUR	 136
 ANHANG I: GLETSCHER DES OBERENGADINS	 144
 ANHANG II: 14C-DATEN	 147

C. Spätglazial: Der Zeitraum vor 10'200 BP	61
1. Einleitung	61
2. Untersuchungsmethoden	62
2.1 Die Flächenteilungsmethode	63
3. Die Schneegrenze des Gletscherhochstandes um 1850 im Untersuchungsgebiet	65
4. Spätglaziale Gletscherstände im Untersuchungsgebiet	65
4.1 Err-Gruppe	65
4.2 Julier-Gruppe	76
5. Spätglaziale Gletscherausdehnungen über das Untersuchungsgebiet hinaus; die nächste Grössenordnung	79
6. Gliederung und zeitliche Einordnung der spätglazialen Gletscherstände nach überregionalen Gesichtspunkten	82
6.1 Das System vom BEELER	82
6.2 Gliederung der Ostalpen	83
6.3 Die zeitliche Stellung und Zuordnung des Standes Ova d'Err	88
7. Zusammenfassung	89
D. Zur Karte 'Gletscherstände im Untersuchungsgebiet'	91

T E I L II: UNTERSUCHUNG EINIGER GLETSCHERPARAMETER SOWIE DEREN QUANTITATIVE VERAENDERUNG IM RAUME OBERENGADIN		93
1. Einleitung		95
1.1 Wahl der Zeiträume		95
1.2 Datenmaterial		96
2. Flächenveränderung im Zeitraum um 1850 bis 1973		98
2.1 Ganzes Oberengadin		98
2.2 Flächenveränderung nach Gletschergrösse		98
3. Schneegrenze um 1850		100
3.1 Einfluss der Exposition auf die Höhe der Schneegrenze		100
3.2 Trendflächen-Analyse der Schneegrenze um 1850		100
3.2.1 Allgemeines zur Trendflächen-Analyse		100
3.2.2 Die Trendflächen 1. bis 6. Grades		101
3.3 Vergleich der 'Schneegrenze' um 1850 mit 1972/73		107
4. Zusammenfassung des Teils II		111

T E I L III: UNTERSUCHUNGEN ZUR BEZIEHUNG GLETSCHER- KLIMA	113
1. Einleitung	115
2. Der Einfluss der Temperatur auf die Länge von Gletscherzungen	117
3. Der Einfluss des Niederschlages auf die Länge von Gletscherzungen	125
3.1 Allgemeines	125
3.2 Winterniederschlag (Oktober - April)	127
3.3 Sommerniederschlag (Mai - September)	129
4. Schrittweise, multiple Regression	131
4.1 Schritt 1	131
4.2 Schritt 2	131
4.2.1 Residuen	134
4.3 Schritt 3	134
5. Zusammenfassung	135
 ZITIERTE LITERATUR	 136
 ANHANG I: GLETSCHER DES OBERENGADINS	 144
 ANHANG II: 14C-DATEN	 147

Z U S A M M E N F A S S U N G

In den Sommern 1976 bis 1980 kartierte ich im nördlichen Oberengadin, im Gebiet der Err-Julier-Gruppe, detailliert und umfassend die Gletscherstände; diese Feldarbeiten wurden ergänzt durch Bohrungen, Grabungen, seismische und stratigraphische Untersuchungen. Am Geographischen Institut der Universität Zürich wurden die Feldbefunde ausgewertet (Laborarbeiten, ¹⁴C-Datierungen) und die Ergebnisse zu einer Gletschergeschichte zusammengefasst.

In überregionalen Vergleichen wurde ausserdem das Problem angegangen, inwiefern gletschergeschichtliche Ergebnisse als direkte Klimaindikatoren zu werten und zu verwenden sind.

ERGEBNISSE

Teil I: Untersuchungen zum Spät- und Postglazial in der Err-Julier-Gruppe (Fig. 1)

Spätglazial:

Mit Schneegrenzberechnungen nach der Flächenteilungsmethode 2:1 konnten sechs deutlich voneinander abgesetzte Moränengruppen unterschieden werden. Der Vergleich mit der Gliederung der Moränen, wie sie in den Ostalpen (PATZELT, 1977) üblich ist, ergibt die in Fig. 1 dargestellte gletschergeschichtliche Abfolge. Unsicherheiten bestehen aber noch in der zeitlichen Stellung derjenigen Stände, die älter als die Jüngere Dryas sind.

Dass der Raum St. Moritz bereits früh eisfrei wurde, deutet die Basisdatierung (UZ-301: $13'850 \pm 490$ BP) des Moores am Lej Marsch an: dieses liegt, bezogen auf den Cinuos-chelStand intramorän. Nach der Datierung ist zu schliessen, dass das Engadiner Eis viel früher abgeschmolzen ist als bisher angenommen wurde (STAUB, 1938, 1952).

Postglazial:

- Innerhalb des Präboreals kann ein Gletschervorstoss nachgewiesen werden, dessen zugehörige Ausdehnung die neuzeitlichen Hochstände deutlich übertrifft. Anschliessend schmolz der Vadret Calderas auf neuzeitliche Grössenordnung ab.

SPAET- UND POSTGLAZIALCHRONOLOGIE

ZEIT BP	POLLEN-ZONEN	OESTERREICH	SCHWEIZ	OBERENGADIN (ERR-JULIER-GRUPPE)	ZEIT BP
		GLETSCHERHOCHSTANDSPERIODEN			
				WALDGRENZE	
0	Firbas, 1949/52	Patzelt, 1977	Zoller, 1977a		0
	Jüngerer Subatlantikum X	Neuzeitl. Hochstände		Neuzeitl. Hochstände	
1000		Spätmittelalter			1000
		Hochmittelalter			
2000	Älteres Subatlantikum IX	Hochstände der ersten nachchr. Jn.	Göschenen II	Traunter Ovas: Hochstand	2000
3000		Hochstände der letzten vorchr. Jn.	Göschenen I	Tr. Ovas: Hochstand	3000
			Steingletscher		
4000	Sub-boreal VIII	Löfllen	Farka ?		4000
				Beverin: Mind. so hoch wie heute	
5000	Jüngerer Atlantikum VII	Rotmoos 2	Piora	Vad. Calderas: Leicht grösser als neuzeitl. Hochstände	5000
		Rotmoos 1			
6000					6000
	Älteres Atlantikum VI	Frosnitz Bunttes Moor Larstig ?	Miscx Steingletscher		
7000				Moor Jenatsch: Depression	7000
8000	Boreal V	Venediger	Oberhalbstein Steingletscher		8000
				Beverin: Mind. so hoch wie heute	
9000				Moor Jenatsch: Depression	9000
	Prä-boreal IV	Schlatten		Vad. Calderas: So klein wie 1850	9000
10000		Gletscher so klein wie 1850	Falü	Ova d'Err ?	10000
	Jüngere Dryas III	Egesen		Beverin Alp Val	
11000					11000
	Alleröd II				
12000	Ältere Dryas Ib	Dach ?			12000
	Bölling Ib				
13000					13000
	Coldeste Dryas Ia	Gschnitz ?		Falud Marscha ? Spinaz? Bever? Ciuuos-chel?	
				St. Moritz: Eisfrei	

FIG.1

- Pollenanalytischer Nachweis der Oberhalbsteiner-Schwankung im Profil Jenatsch.
- Um 8'000 BP: Die Waldgrenze lag damals mindestens so hoch wie heute die potentielle Waldgrenze.
- Pollenanalytischer Nachweis der Misoxer-Schwankung im Profil Jenatsch.
- Pollenanalytischer und glazialmorphologischer Nachweis der Piora-Schwankung im Profil Jenatsch.
- Um 4'200 BP: Die Waldgrenze lag damals mindestens so hoch wie heute die potentielle Waldgrenze.
- Um 2'500 BP: Pollenanalytischer und glazialmorphologischer Nachweis der Kaltphase Göschenen I.
- Nach 2'500 BP: Vorneuzeitlicher Hochstand des Vadret Traunter Ovas.

Neuzeit:

Mit Hilfe von morphologischen Abgrenzungskriterien und den Originalmesstischblättern zum Dufour-Atlas war es möglich, im Untersuchungsgebiet die Hochstände um 1850 zu rekonstruieren. Die zu den 25 erfassten Gletschern gehörenden Schneegrenzen ergaben die Basis für den Vergleich mit den spätglazialen Gletscherständen.

Mit den Ergebnissen der Gletschervermessung konnte gezeigt werden, dass der Vadret Calderas den '1920-Stand' bereits 1905 erreichte; das wegen seiner vergleichsweise kleinen Fläche.

Teil II: Untersuchung einiger Gletscherparameter sowie deren quantitative Veränderung im Raume Oberengadin

- Im gesamten Oberengadin hat die vergletscherte Fläche im Zeitraum 1850 bis 1973 um rund 40 % abgenommen. Dabei haben die kleinen Gletscher relativ weit mehr eingebüsst als die grossen Eisströme.
- Schneegrenze um 1850: Bei der Exposition zeigen nur die Lagen N und NE deutlich tiefere Werte (geringe Einstrahlung, Lee-lage), während die übrigen Lagen praktisch auf gleicher Höhe zu finden sind.

Die Trendflächen-Analyse zeigt als Haupttrend die Auswirkung der Massenerhebung. Als Nebentrends liessen sich die Exposition und die Niederschlagsverteilung nachweisen.

Teil III: Untersuchungen zur Beziehung Gletscher-Klima

Anhand von elf Bündner-Gletschern, bei denen für die letzten 60 Jahre durch die Gletschervermessung und die klimatologischen Aufzeichnungen genügend gesicherte Daten vorliegen, wurde untersucht, inwiefern aus Zungenlängenänderungen Rückschlüsse auf das Klima möglich sind.

Ergebnisse:

- Fasst mandie Daten mehrerer Gletscher zusammen und berücksichtigt dabei die individuellen Verzögerungszeiten, so lassen sich die lokalklimatischen und morphologischen Einflüsse reduzieren; dies ermöglicht Schlüsse auf das Regionalklima.
- Weitaus wichtigster Klimaparameter ist die Temperatur während der Ablationsperiode (Mai - September); entscheidendster Monat ist dabei der September.
- Neben der Temperatur der Ablationsperiode trägt nur noch der Niederschlag der Akkumulationsperiode (Oktober - April) zur weiteren Erklärung der Beziehung Zungenlängenänderungen-Klima bei. Dabei zeigt sich, dass 100 mm mehr Niederschlag (Wasseräquivalent) während der Akkumulationsperiode durch Erhöhung der Durchschnittstemperatur um $0,22^{\circ}\text{C}$ während der Ablationsperiode ausgeglichen werden. Da im untersuchten Zeitraum von 1901 bis 1958 die Temperatur relativ weit stärker schwankte als der Niederschlag, ist die Temperatur der wesentlich wichtigere Parameter.
- Die Analyse der Residuen ergibt, dass eine Folge von gletschergünstigen Jahren einen stärkeren Gletschervorstoss bewirkt, als dies aufgrund der Klimadaten zu erwarten gewesen wäre; dies als Folge der Zunahme der Eismächtigkeit und der daraus resultierenden Erhöhung der Fliessgeschwindigkeit.

S U M M A R Y

During the summers from 1976 to 1980 I mapped extensively and in detail the glacier states in the region of the Err-Julier-Group in the northern part of the 'Oberengadin'. These field-works were complemented by drillings, diggings as well as seismic and stratigraphic research. At the Department of Geography, University of Zurich, the results of the field-works were analysed (lab-work, ¹⁴C-dating) and then summarized in a glacier-history.

In supra-regional comparisons (part II, III) we tried to find out how results of glacier-historical studies could be used as direct indicators of climatological changes.

RESULTS

Part I: Research on Late Pleistocene and Holocene in the Err-Julier-Group (Fig. 1)

Late Pleistocene:

By calculating a mean altitude of the equilibrium line of the glacier, applying an accumulation area ratio of 0.67, I could find six clearly distinguished groups of morains. By comparing the pattern of morains as it is usual in the Eastern Alps (PATZELT, 1977) the glacier-historical sequence resulted as per Fig. 1. There remain, however, some uncertainties as to the timewise exact position of the glacier states which are older than the 'Younger Dryas'.

That the region of St. Moritz was free from ice already in early times could be seen by dating the lowest part of the moor at the Lej Marsch (UZ-301: 13,850±490 BP). This moor is situated intra-morain in relation to the 'Cinuos-chel-state'. According to the above dating we can conclude that the glaciers in the 'Engadin' melted much earlier than commonly believed sofar (STAUB, 1938, 1952).

Holocene:

- within the Preboreal we can see an advance of the glacier, the dimensions of which exceeded the 1850 glacier maximum. After that the Vadret Calderas melted down to the present size.

- pollen analytical proof of the 'Oberhalbstein-Schwankung' (deviation) in the Jenatsch-Profile.
- around 8,000 BP: at that time the upper limit of the forest was at least as high as the today's potential upper limit.
- pollen analytical proof of the 'Misox-Schwankung' in the Jenatsch-Profile.
- pollen analytical and geomorphological proof of the 'Piora-Schwankung' in the Jenatsch-Profile.
- around 4,200 BP: at that time the upper limit of the forest was at least as high as the today's potential upper limit.
- around 2,500 BP: pollen analytical and geomorphological proof of the 'Kaltphase Göschenen I'.
- after 2,500 BP: holocene glacial maximum of the Vadret Traunter Ovas.

Modern Times:

With the aid of morphological arguments and by checking the original mapping for the 'Dufour-Atlas' it was possible to reconstruct the 1850 glacier maxima in the region under research. The mean altitudes of the equilibrium lines of the 25 glaciers which were taken into consideration were the basis for a comparison with the glacier-states in the Late Pleistocene.

With the results of the glacier-survey it could be proved that the Vadret Calderas reached the '1920-state' already in 1905, this because of its relatively small size.

Part II: Research on some glacier parameters as well as their quantitative changes in the region of the 'Oberengadin'

- in the entire region of the 'Oberengadin' the glacial area was reduced between 1850 and 1973 by about 40 %. Amongst the total reduction the smaller glaciers lost comparatively much more of their size than the larger ones.
- snow-line around 1850: concerning the exposition of the glaciers we could see that only N and NE positions resulted in remarkably lower values (lower radiation, lee-side) whereas all other positions were on about the same level. The trend-surface analysis shows as main trend the influence of the mass altitude. As secondary trends we found exposition and distribution of precipitation.

Part III: Research on the relationship glacier / climate

Based on 11 glaciers of the Grisons for which, due to glacier-surveys and climatological research, there were enough data for the period of the last 60 years, we checked the possibility of finding a relationship between the tongue oscillations of the glacier and the climate.

Results:

- by summarizing the data from various glaciers and by also considering the individual time lags we can reduce the local climatological and morphological influences. This gives the possibility to draw conclusions on the regional climate.
- the by far most important climatological parameter is the temperature during the ablation period (May to September), whereof the most decisive month is September.
- besides the temperature in the ablation period only the amount of precipitation during the accumulation period (October to April) contributes to the relationship tongue oscillation of the glacier versus the climate. Here, we could see that an amount of precipitation of 100 mm (water equivalent) during the accumulation period was off-set by an increase of temperature of 0.22°C during the ablation period. Because the temperature changed relatively much more than the amount of precipitation from 1901 to 1958, the temperature is the much more important parameter.
- the analysis of the residuals shows that a sequence of glacier-favourable years produces a larger growth of the glacier than could be expected based on climatological data; this is a result of the increase of the ice thickness and the consequently higher velocity of the glacier flow.

R E S U M E

Pendant les étés des années 1976 à 1980 je faisais des relevés cartographiques dans le Nord de l''Oberengadin', dans la région du groupe du Err-Julier; ce relevé était détaillé et englobait l'étude des extensions des glaciers. Ces travaux de recherche furent complétés par des forages, des creusements et des études sismologiques et stratigraphiques. Les données obtenus furent dépouillées par des travaux de laboratoire et des datages par le ^{14}C à l'Institut géographique de l'Université de Zurich. Les résultats de ce dépouillement ont permis de constituer une étude historique de glaciers.

A l'échelle suprarégionale on a, en outre, abordé le problème de savoir dans quelle mesure on pouvait considérer les résultats historiques de glaciers comme valables et applicables en tant qu'indicateurs directs de climat.

RESULTATS

1ère partie: Recherches pour l'étude des périodes tardi-glaciaire et post-glaciaire dans le groupe 'Err-Julier' (fig.1)

Période tardi-glaciaire:

En faisant des calculs de limites de neige d'après la méthode de répartition de superficies des glaciers (superficie d'accumulation 2 parts, d'ablation 1 part) nous avons pu déterminer six groupes de moraines nettement distincts les uns des autres. La comparaison avec la structure des moraines comme elle se présente communément dans les Alpes Orientales (PATZELT, 1977) correspond au développement représenté dans la fig. 1. Il subsiste toutefois des incertitudes concernant l'âge des extensions des glaciers, qui sont plus vieux que le Dryas récent.

Le datage de base (UZ-301: $13'850 \pm 490$ BP) du marais aus 'Lej Marsch', qui par rapport au 'Cinuos-chel-Stand', occupe une position intermoraine, permet de supposer que la région de St.Moritz était libre de glace déjà très tôt: on peut conclure d'après le datage, que la glace de l'Engadine a fondu beaucoup plus tôt que l'on ne l'a supposé jusqu'ici (STAUB, 1938, 1952).

Période post-glaciaire:

- On peut prouver l'existence qu'une avance des glaciers a eu lieu pendant le préboréal dont l'étendue dépasse nettement les maximums actuels. Après quoi le Vadret-Calderas a fondu jusqu'à atteindre l'ordre de grandeur de l'époque actuelle.
- Mise en évidence par analyse des pollens du 'Oberhalbstein-Schwankung' dans le profil 'Jenatsch'.
- Vers 8'000 BP: La limite des forêts à cette époque se situait au moins à la même hauteur qu'aujourd'hui la limite potentielle des forêts.
- Mise en évidence par l'analyse des pollens de la 'Misoxer-Schwankung' dans le profil 'Jenatsch'.
- Mise en évidence par l'analyse des pollens et par la morphologie glaciaire de la 'Piora-Schwankung' dans le profil 'Jenatsch'.
- Vers 4'200 BP: La limite des forêts se situait à cette époque-là au moins aussi haut qu'aujourd'hui la limite potentielle des forêts.
- Vers 2'500 BP: Mise en évidence par l'analyse des pollens et par la morphologie glaciaire de la 'Kaltphase Göschenen I'.
- Après 2'500 BP: Extension du glacier Vadret Traunter Ovas comme le maximum de l'époque actuelle.

Epoque actuelle:

A l'aide de critères morphologiques et des feuilles originales faites pour l'Atlas Dufour il fut possible de reconstituer les maxima des glaciers aux environs de 1850 dans les régions étudiées. Les limites de neige appartenant aux 25 glaciers considérés ont fourni la base pour la comparaison avec l'extension des glaciers de l'époque tardi-glaciaire. Avec les 'Rapports sur les Variations périodiques des glaciers des Alpes suisses' on a pu démontrer que ce glacier Calderas a atteint l'état prévu pour 1920 déjà en 1905, ceci à cause de sa relativement faible étendue.

2ème partie: Etude de quelques paramètres de glaciers ainsi que de leur variation quantitative dans la région de l'Oberengadin'

- Dans tout l'Oberengadin l'étendue couverte par les glaciers a diminué d'environ 40 % dans l'intervalle de temps de 1850 à 1973 et ceci relativement beaucoup plus dans le cas des petits glaciers que dans celui des grands.

- Limite de neige vers 1850: A l'exposition seules les situations N et NE présentaient des valeurs inférieures (faible insolation, côté sous le vent) alors que les autres situations se trouvent pratiquement au même niveau. L'analyse de 'trend-surface' indique comme tendance principale l'effet de l'élévation de masse. Comme tendance secondaire on pouvait mettre en évidence l'exposition et la répartition des précipitations.

3ème partie: Etude concernant la relation glacier / climat

En se basant sur l'étude de 11 glaciers grisonnais qui ont fourni pendant les dernier 60 ans des données suffisamment sûres par la mensuration des glaciers et les chroniques climatologiques, on a examiné dans quelle mesure les avances et reculs des glaciers ont permis de tirer des conclusions concernant le climat.

Résultats:

- Si on rassemble les données de plusieurs glaciers en considérant les temps de retardement individuels on peut réduire les influences du climat local et les influences morphologiques; ceci permet de conclure quant au climat régional.
- Le paramètre climatique de loin le plus important est la température pendant la période d'ablation (mai - septembre) dont le mois le plus décisif est le mois de septembre.
- A part la température de la période d'ablation seules des précipitations de la période d'accumulation (octobre - avril) contribuent à expliquer d'avantage la relation 'avances et reculs des glaciers - climat'. Par ces faits on voit que 100 mm de supplémentaires de précipitations (équivalent d'eau) pendant la période d'accumulation peuvent être compensés par une augmentation moyenne de température de $0,22^{\circ}\text{C}$ pendant la période d'ablation. Comme dans l'intervalle de temps étudié de 1901 à 1958 les variations de la température sont relativement plus fortes que celles des précipitations, la température est le paramètre le beaucoup plus important.
- L'analyse des résidus permet de conclure qu'une suite d'années favorables aux glaciers provoque une progression des glaciers plus forte que celle que l'on s'attendrait à trouver en se basant sur les données climatiques. Ceci résulterait de l'accroissement du volume de la glace et de l'augmentation de la vitesse de courant qui en résulte.

EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG

Seit Mitte der fünfziger Jahre ist in Mitteleuropa wieder ein deutlicher Abkühlungstrend registriert worden. Bisher genannte Ursachen und Extrapolationen auf die Zukunft sind jedoch weitgehend Spekulation. Erst eine genaue Rekonstruktion des Klimas über einen möglichst grossen Zeitraum wird eine Klimaanalyse und damit die Modellbildung gestatten.

Eine direkte, quantitative Erfassung von Klimadaten wurde aber erst mit Beginn der Instrumentenbeobachtung möglich. Sie erlaubt ein genaues Studium der Neuzeit; für die Herleitung früherer Verhältnisse ist man dagegen auf indirekte Zeugen angewiesen.

Die Glazialmorphologie, als Teilgebiet der Naturwissenschaften, bildet dabei eine der Möglichkeiten der indirekten Klimarekonstruktion: Die aufgrund von Untersuchungen im Gelände hergeleiteten und datierten ehemaligen Gletscherhochstände zeugen von Zeiten der Klimaungunst; Perioden geringer Gletscherausdehnungen von Klimagunst.

Aus der Fragestellung nach den klimatischen Verhältnissen der Vergangenheit und der gewählten Forschungsrichtung, nämlich der Glazialmorphologie, ergibt sich somit auch die Zielsetzung: Aus einer zu erarbeitenden Gletschergeschichte eines ausgewählten Gebietes soll ein Beitrag zur Klimageschichte geleistet werden.

Gletschergeschichtliche Untersuchungen haben im Alpenraum schon eine lange Tradition. Neben rein glaziologischen Fragen stand auch immer die klimatische Deutung im Vordergrund. Erst die Möglichkeiten der absoluten Datierung gestatteten es jedoch, die einzelnen Ergebnisse auch zeitlich genauer einzustufen.

Mit den 1976 erschienenen Dissertationen von SCHNEEBELI und ROETHLISBERGER wurde am Geographischen Institut der Universität Zürich das Klimaforschungsprogramm auf der Basis der Glazialmorphologie eingeleitet. Unter Einbezug der verschiedensten Wissenschaften wie Glaziologie, Pedologie, Palynologie, Dendrochronologie und Geschichtswissenschaften sind seither eine ganze Reihe von Arbeiten ausgeführt worden. Erste gebietsmässige Schwerpunkte bildeten dabei das Wallis und der Raum Davos. 1973 begann BEELER mit den Untersuchungen der spät- und postglazialen Gletscherstände im Berninapassgebiet. Seine 1977 erschienene Arbeit bildete den ersten Teil einer Neubearbeitung der Gletschergeschichte des gesamten Oberengadins. Dadurch wurde ein Gebiet mit in die Untersuchungen einbezogen, das klimatisch primär südbeeinflusst ist und zudem kontinentale Verhältnisse aufweist.

Mit meiner Arbeit wurden nun die glazialmorphologischen Untersuchungen im Oberengadin, nämlich in der Err-Julier-Gruppe, fortgesetzt. In einer dritten Arbeit von GAMPER-SCHOLLENBERGER (in Vorbereitung) werden schliesslich die vorhandenen räumlichen Lücken geschlossen, womit dann die Neubearbeitung der Oberengadiner Gletschergeschichte ihren Abschluss findet.

In meiner Arbeit werden im ersten Teil die aus der mehrjährigen Feldarbeit im Err-Julier-Gebiet erzielten Ergebnisse erläutert. Die unter Anwendung der verschiedensten Methoden erarbeiteten Hinweise zur Gletschergeschichte einerseits und zur Vegetationsgeschichte andererseits lassen sich infolge fehlender Grundlage noch nicht direkt klimatisch deuten. Es wird nur ganz generell von Gletscherhochstandsperioden bzw. Waldgrenzdepression auf eine Klimaverschlechterung, von Zeiten geringer Gletscherausbildung bzw. hoher Waldgrenze auf eine Klimagunst geschlossen.

Im zweiten Teil befasse ich mich mit der Analyse einiger Gletscherparameter, basierend auf dem Gletscherhochstand um 1850. Insbesondere wird die räumliche Verteilung der Schneegrenze im gesamten Oberengadin behandelt, wobei eine direkte klimatische Deutung angestrebt wird.

Die aus der Feldarbeit gewonnenen Daten zur Gletschergeschichte ergeben meist Hinweise über die Lage des Zungenendes. Die daraus gewonnene Kurve, die Zungenlängenänderungen über die Zeit, ist für einzelne Gletscher sehr schwierig klimatisch zu interpretieren. Zuviele andere Grössen, wie beispielsweise das Relief, spielen eine Rolle, deren quantitative Separation problematisch ist. Da jedoch die Daten meist in dieser Form anfallen, wird im dritten Teil anhand von elf vermessenen Bündner Gletschern untersucht, wie weit aus Zungenlängenänderungen direkt auf das Klima geschlossen werden kann.

TEIL I

UNTERSUCHUNGEN ZUM SPÄT- UND POSTGLAZIAL IN DER ERR- JULIER-GRUPPE

A. D A S U N T E R S U C H U N G S G E B I E T

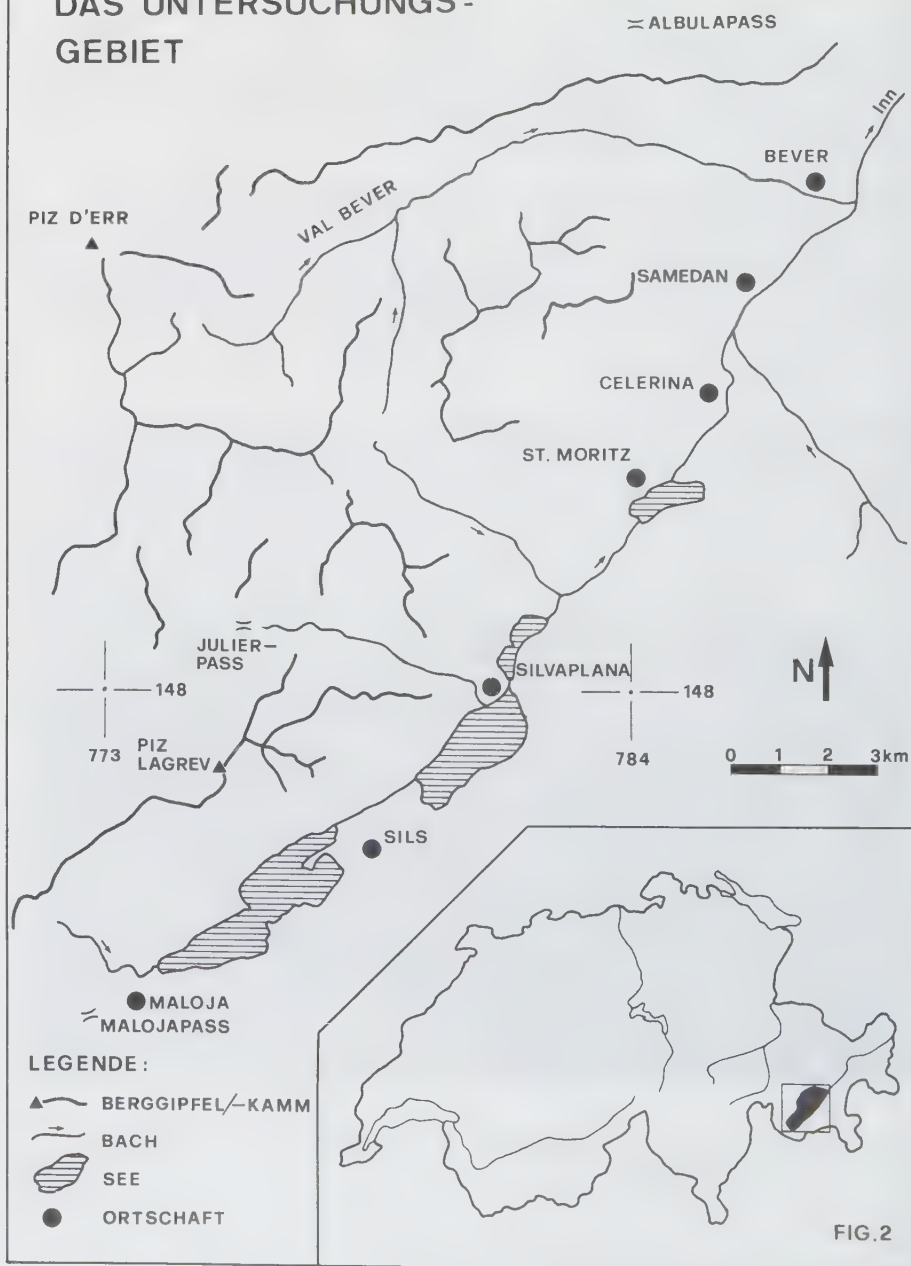
Das Untersuchungsgebiet (Fig. 1, Abb. 1) umfasst im wesentlichen die Nordseite des Oberengadins zwischen Maloja und Bever. Eigentliche Kerngebiete sind dabei die Val Bever und die Südseite des Julierpasses. Zusätzlich wird noch der Raum Chapella, am Ausgang der Val Susauna, besprochen.

In den folgenden Abschnitten werden bewusst nur die physisch-geographischen Gegebenheiten dargestellt. Dies, obwohl gerade in diesem Untersuchungsgebiet anthropogeographische Aspekte von entscheidender Bedeutung sind: Durch den Tourismus wird die Landschaft seit Mitte des letzten Jahrhunderts in zunehmendem Masse geprägt. Insbesondere der Skitourismus griff in den letzten 20 Jahren ganz entscheidend ins Landschaftsbild ein.



Abb. 1: Das Untersuchungsgebiet (im Vordergrund St. Moritz, Blick Richtung NW)

DAS UNTERSUCHUNGS- GEBIET



1. GEOLOGIE

Das Untersuchungsgebiet stellt von der Tektonik her gesehen einen äusserst interessanten Ausschnitt dar. Sind es im Südwesten die höchsten Decken des Penninikums, so wird das Kerngebiet, die Err-Julier-Gruppe, durch Decken des Unterostalpins aufgebaut. Gegen Süden bildet die Engadinerstörung die Grenze (Fig. 3).

In den Jahren 1910-1913 und 1920-1929 erfolgte eine erste grossmassstäbliche Kartierung meines Arbeitsgebietes durch H.P. CORNELIUS. Aus seinen sehr detaillierten Untersuchungen resultierte eine Karte im Massstab 1:25'000 (CORNELIUS, 1932) und ein dazugehöriges dreibändiges Werk als Erläuterungstext (CORNELIUS, 1935, 1950, 1951). Bei der Ueberarbeitung durch STOECKLIN (1949) ergaben sich in der stratigraphischen Deutung der Schichtreihen sowie in der Zuordnung zu den einzelnen tektonischen Einheiten neue Gesichtspunkte. In jüngster Zeit erfolgten daher am Geologischen Institut der ETH Zürich einige Detailstudien, hauptsächlich in Form von Diplomarbeiten (DIETRICH, 1970; GIOVANOLI, 1972; NOLD, 1972; UTTINGER, 1972; HANDKE, 1977).

Für das Oberengadin ergibt sich nach den heutigen Erkenntnissen folgendes Deckenschema (TRUEMPY, 1969, p. 337 ff), wobei allerdings die Zuordnung der einzelnen Decken nördlich und südlich der Engadinerstörung teilweise noch offen ist:

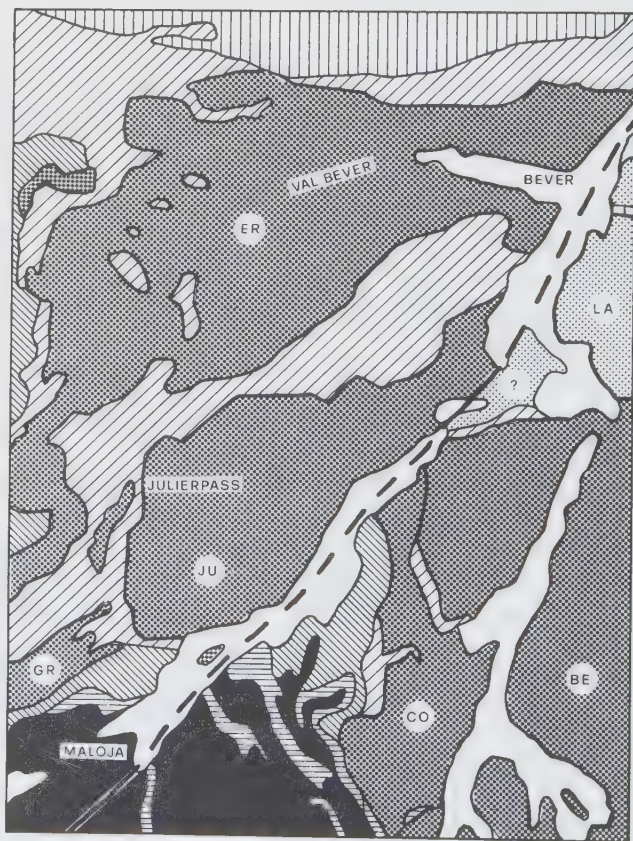
NW		Engadiner Störung	SE	
Err	?		la Stretta	Unterostalpin
		Julier	Bernina	
		Grevasalvas	Corvatsch	
		Carungas-Roccabella		
			Sella ?	
	Platta	Platta	Penninikum	
	Margna	Margna		

TEKTONISCHE KARTE DES WESTLICHEN OBERENGADINS

(NACH TRÜMPY, 1980)



0 2 4km



LEGENDE

□ QUARTÄR UND GLETSCHER
OBEROSTALPIN:

|||| ELA-DECKE

▨ KRISTALLINE BASIS

UNTEROSTALPIN

/// MESOZOIKUM

▩ KRISTALLINE BASIS

--- ENGADINER-STÖRUNG

PENNINIKUM: \\\ PLATTADE.

≡ MESOZOIKUM (MARGNA)

■ KRIST.BASIS (MARGNA)

BASISDECKEN:

LA LANGUARD BE BERNINA

JU JULIER ER ERR

GR GREVASALVAS

CO CORVATSCH

FIG. 3

Die einzelnen Decken im Untersuchungsgebiet (nördlich der Engadinerstörung):

Margna-Decke:

Die kristalline Basis der Margna-Decke wird aus Augengneisen im Raum Maloja und Quarzphylliten am westlichen Ende des Silsersees gebildet. Daran schliessen sich die Sedimente der Fexer-Schuppe an. Es handelt sich hauptsächlich um Triasdolomite und jurassische Dolomitbreccien.

Platta-Decke:

Ihr einziges Vorkommen in meinem Arbeitsgebiet liegt im Bereich von Plaun da Lej, anschliessend an die Sedimente der Fexer-Schuppe. Es sind im wesentlichen Ophiolite.

Carungas-Roccabella-Decke:

Sie ist höchst wahrscheinlich in der hinteren Val Bever in einem Doppelfenster aufgeschlossen. Dabei ist jedoch noch nicht eindeutig geklärt, ob die Sedimente tatsächlich der Carungas-Roccabella-Decke oder möglicherweise der Err-Decke angehören. Nach HANDKE (1977, p. 75) ist es jedoch wahrscheinlicher, die Sedimente aus dem Carungasraum zu beziehen. Es handelt sich um eine unvollständige Schichtreihe von der Trias bis zur Kreide (Hauptdolomit, Kössenerschichten, Agnellikalke, Salterasserie, graue Aptychenkalke).

Grevasalvas-Decke:

Die basale Ueberschiebung auf dem Penninikum läuft im Raum Grevasalvas direkt unter der Grevasalvas-Decke durch. Wie weit es sich bei dieser Decke um eine reine Fortsetzung der Err-Decke handelt, ist noch weitgehend offen (TRUEMPY et al, 1969, p. 338). Die Grevasalvas-Decke besteht hauptsächlich aus Juragesteinen (Liasschiefer, Aptychenkalk, Radiolarit).

Err-Decke:

Die Err-Decke bildet neben der Julier-Decke den eigentlichen Kern meines Untersuchungsgebietes, liegt doch praktisch die ganze Val Bever in dieser Decke. Ihr Verlauf gegen Süden ist wie erwähnt noch weitgehend ungeklärt. Im Norden stirnt sie im Raum Albulapass.

Das Kristallin der Err-Decke besteht hauptsächlich aus Graniten, die die klassischen Leitgesteine für den Innngletscher ergeben. Daneben treten in der hinteren Val Bever Gneise auf, die die Gipfel von Piz Calderas, Piz Picuogl und zum Teil des Piz

Traunter-Ovas bilden. In der vorderen Val Bever sind noch Diorite zu erwähnen.

Die Sedimentzone von Samedan, die zwischen der Err- und der Julier-Decke liegt, weist einen sehr komplizierten Aufbau aus. So gehört sie zum Teil der Err-Decke, zum Teil der Julier-Decke an (TRUEMPY et al, 1969, p. 338). Für meine Fragestellung von ganz entscheidender Bedeutung ist, dass durch die ausgedehnten Sedimentzüge an den Hängen von St. Moritz bis Samedan die Erhaltungsmöglichkeit für Moränen praktisch nicht gegeben ist. Dies in krassem Gegensatz zur Val Bever, wo das Kristallin eindeutig dominiert.

Julier-Decke:

Sie ist die höchste Einheit in meinem Arbeitsgebiet. Tektonisch wird sie der Bernina-Decke s.str. gleichgestellt. Die Verbreitung der Julier-Decke liegt hauptsächlich im Gebiet Piz Julier - Piz Lagrev. Petrographisch dominant sind grüne Granite.

2. KLIMA

Bei der Beurteilung der klimatischen Verhältnisse des Oberengadins wird nur auf die beiden Parameter Temperatur und Niederschlag eingegangen. Sie sind entscheidend, um die in den folgenden Kapiteln gestellten glaziologischen Fragen zu beantworten. Für Analysen weiterer Klimaelemente sei auf die Arbeit von GENSLER (1978) verwiesen.

2.1 Temperatur

Bever kann beinahe als die klassische Station bezeichnet werden, um den Einfluss der Massenerhebung zu zeigen. Insbesondere der bekannte Vergleich mit dem Jahresgang der ähnlich hoch gelegenen Station Rigi-Kulm zeigt diesen Effekt sehr schön (GUTERSOHN, 1971, p. 234). Die starke Erwärmung des Hochtales im Sommer sowie die grosse Abkühlung im Winter, die durch den lokalen Kaltluftsee (GENSLER, 1967, p. 208) noch verstärkt wird, ergeben eine gewisse Kontinentalität (Fig. 4). Vergleicht man die Werte Mai bis September von Bever mit St. Moritz, so sind die beverser Daten durchschnittlich $0,4^{\circ}\text{C}$ tiefer als diejenigen der zweiten Station (SCHUEPP, 1960). Besonders August ($0,5^{\circ}\text{C}$) und September ($0,9^{\circ}\text{C}$) fallen dabei auf. Verantwortlich dafür ist vor allem im September der zur Zeit der Abendbeobachtung (21.30 h) sich einstellende Kaltluftsee. Eine weitere Ursache dürfte bei der mittäglich von Norden überfliessenden Kaltluft zu suchen sein, welche neben dem Malojawind, auch eine Erniedrigung der Temperatur bewirkt.

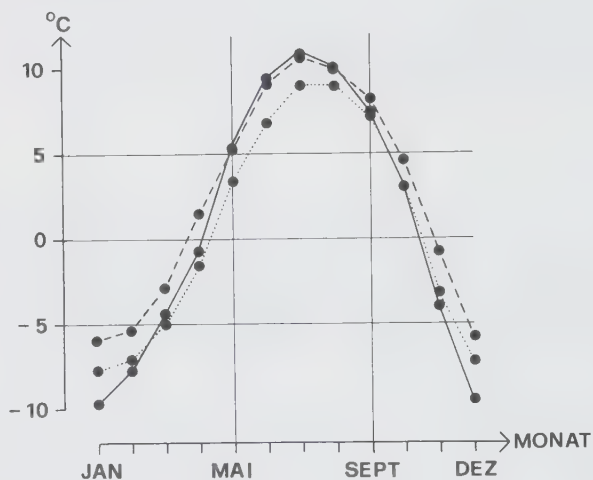
Die beiden übrigen Stationen Bivio und Bernina-Hospiz wurden als Referenzreihen für die Err- und Berninagruppe herangezogen. Zur Bernina-Reihe ist zu sagen, dass die bis 1971 eher unsicheren Werte mit Hilfe der Reihen Bever und Sils überprüft wurden (SUTER und SUTER, unpubl.).

Berechnet man die für die Ablation der Gletscher entscheidende mittlere Temperatur von Mai bis September für eine gemeinsame Höhe von 2'256 m ü.M., so ergibt sich, unter Berücksichtigung der etwas zu tiefen Temperatur von Bever, ein eindeutiges Süd-Nord-Gefälle (Tab. 1). Zur Umrechnung wurde dabei ein Temperaturgradient von $0,62^{\circ}\text{C} / 100\text{ m}$ verwendet (GENSLER, 1978, p. 12). Verschiedene klimatische Einflüsse verursachen diesen recht hohen S-N-Gradienten auf kleinem Raum. Eine multiple Korrelation von Bernina bzw. Bivio mit Basel und Mailand, berechnet auf die entsprechenden Oberengadiner Stationshöhen und für die Periode 1952-1971 (jeweils Mai bis September) ergab folgende vereinfachte Beziehungen:

$$\begin{aligned}\text{Bernina} &= (2,2 \text{ Mailand} + 1 \text{ Basel}): 3,2 \\ \text{Bivio} &= (1,0 \text{ Mailand} + 2,6 \text{ Basel}): 3,6\end{aligned}$$

KLIMAWERTE 1961-70 (MONATSMITTEL)

TEMPERATUR



NIEDERSCHLAG

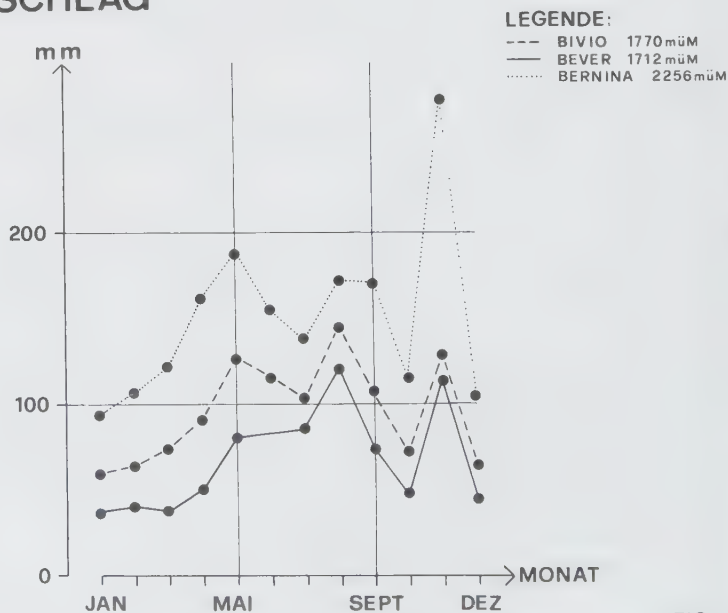


FIG. 4

GENSLER (zitiert in LEMANS, 1964, ff) erhält zur Beurteilung der Ablation im Berninagebiet ein gewogenes Mittel der Temperatursummen aus 2/3 Mailand + 1/3 München, was die obenstehende Gleichung bestätigt. Damit muss Bernina als Süd-, Bivio als Nordstation eingestuft werden. Das Haupttal stellt dagegen einen eigentlichen Grenzgürtel zwischen den beiden Einflussbereichen dar.

Die Temperaturkurven (Fig. 4) liefern zwei wichtige Ergebnisse: Die Massenerhebung bewirkt einerseits für das Oberengadin höhere Sommer- bzw. tiefere Wintertemperaturen gegenüber dem schweizerischen Durchschnitt. Andererseits zeigt sich durch die unterschiedlichen Einflussbereiche innerhalb des Untersuchungsgebietes ein eigentliches Süd-Nord-Gefälle.

Station	Höhe ü.M.	Temperatur auf Stationshöhe	Temperatur auf 2'256 m ü.M.
Bivio	1'770	8,66° C	5,65° C
Bever	1'712	8,76° C	5,39° C ¹⁾
Bernina	2'256	7,08° C	7,08° C

Tab. 1: Mittlere Temperatur (Mai bis September) 1961 - 1970

Station	1961 - 1970			1901 - 1940 ²⁾ Jahr
	Mai-Sept.	Okt.-April	Jahr	
Bivio	597	555	1'152	1'220
Bever	448	376	824	880
Bernina	828	979	1'807	1'700
Err-Gruppe	970	900	1'870	2'000
Bernina-Gruppe	1'170	1'380	2'550	2'400

Tab. 2: Niederschlag (gemessen in Millimeter)

1) Bivio und Bernina als Nicht-Talstationen lassen sich gut auf ein Einheitsniveau umrechnen. Bei Bever, als einzige Talstation, ist es hingegen gefährlich, so genaue Werte anzugeben. Nach der Temperaturdifferenz zu St. Moritz wäre vermutlich $5,4 + 0,4 = 5,8^{\circ} \text{C}$ auf 2'256 m ü.M. für + Hanglage realistischer.

2) nach Atlas der Schweiz (Blatt 12)

2.2 Niederschlag

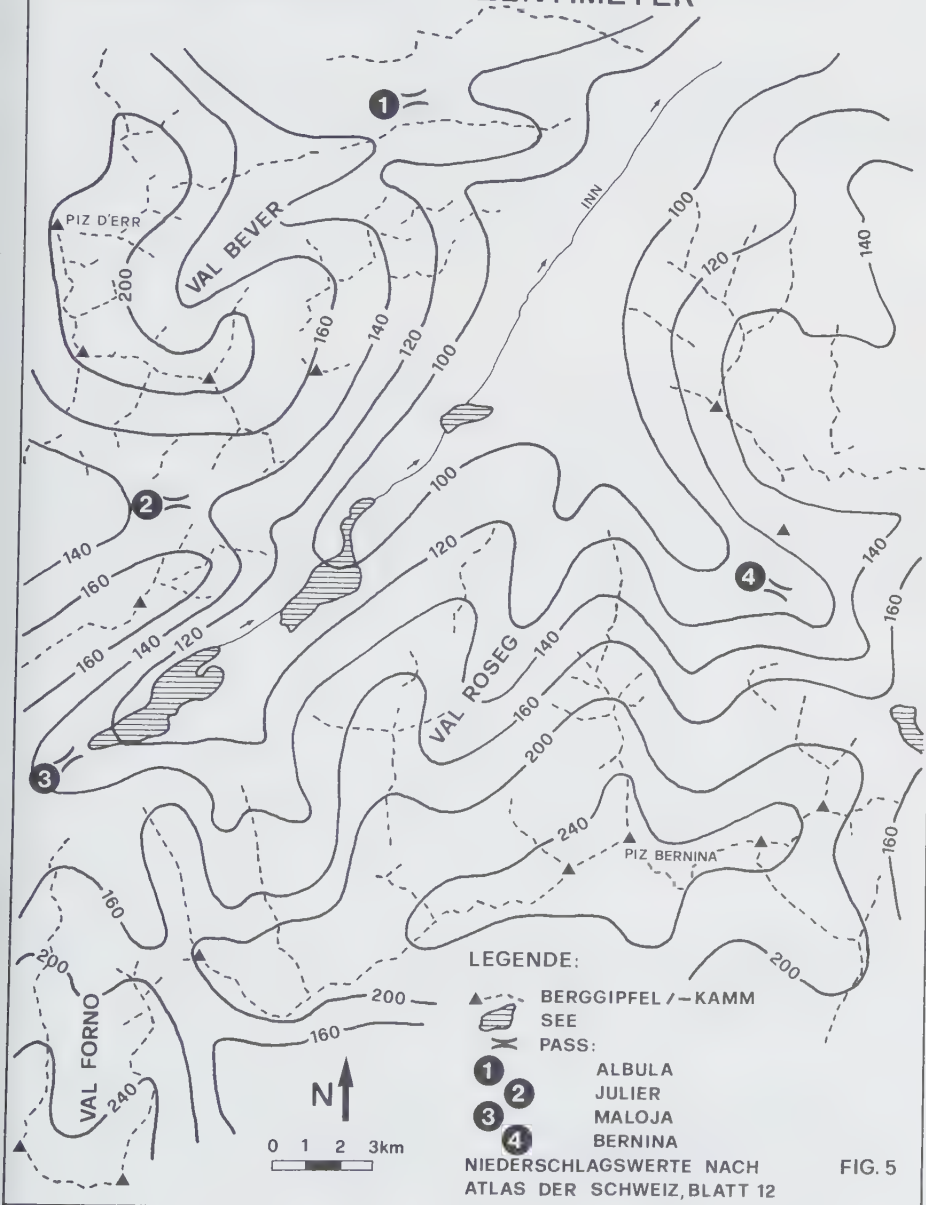
Winterniederschlag Oktober bis April:

Wie die Korrelationsrechnung (Kap. 3.2, Teil III) ergeben hat, ist auch Bivio, die nördlichste der drei in Fig. 4 aufgeführten Stationen, noch eindeutig den Stationen der Alpensüdseite zuzurechnen. Die Hauptniederschläge ergeben sich dabei aus Südstaulagen im Frühling und Herbst (GENSLER, 1978, p. 46). Niederschlagszentren sind das Bergell mit dem Fornogebiet, die Berninagruppe, sowie abgeschwächt die Err-Gruppe. Das Puschlav erhält nur bei reinen Südlagen hohe Niederschläge und ist daher schon etwas begünstigt, während der Haupttal durch die fast allseitige Abgeschlossenheit sehr geringe Werte aufweist (Fig. 4). Alle drei Niederschlagskurven verlaufen recht symmetrisch und zeigen ein einheitliches Niederschlagsminimum im Hochwinter. Ueber die Niederschlagswerte 1901 - 1940 (Fig. 5) lassen sich auch die Daten 1961 - 1970 für die Err- und Berninagruppe abschätzen: Die Berninagruppe erhält rund 480 mm mehr Niederschlag (Tab. 2). Dies muss sich auf die Höhenlage der Schneegrenze bemerkbar machen. Nach HOINKES und STEINACKER (1975) sind zur Schmelzung einer Schneemenge von 5 mm Wasseräquivalent zwei positive Gradtage notwendig. Daraus lässt sich ableiten, dass zur Schmelzung von 100 mm zusätzlichen Niederschlags die Sommertemperatur (Mai bis September: 150 Tage) um $0,26^{\circ}\text{C}$ erhöht werden muss. Bringt man nun diese 480 mm bei der Sommertemperatur von Bernina-Hospiz in Rechnung, so ergibt sich eine Reduktion von $1,25^{\circ}\text{C}$, womit Bernina-Hospiz nur noch einen um $0,2^{\circ}\text{C}$ höheren Wert als Bivio aufweist (vgl. auch Tab. 1). Aufgrund von Sommertemperatur und Winterniederschlag müsste die Schneegrenze in der Berninagruppe daher nur leicht höher sein als in der Err-Gruppe.

2.2.1 Sommerniederschlag

Neben den advektiven Vorgängen treten im Sommer inneralpin auch eigenbürtige Prozesse in Erscheinung, die ihre Ursache in den konvektiven Vorgängen haben (GENSLER, 1978, p. 46). Daher sind die drei Kurven auch nicht mehr so einheitlich (Fig. 4). Im Mittel ist der Sommer jedoch die regenreichste Saison bei allen drei Stationen (Tab. 2).

MITTLERE JÄHRLICHE NIEDERSCHLAGSMENGEN (1901-40) GEMESSEN IN ZENTIMETER



2.2.2 Sommerschneefälle

Glaziologisch von hoher Wichtigkeit ist die Abschätzung des Anteils der sommerlichen Schneefälle (HOINKES, 1971; HOINKES und STEINACKER, 1975). Nach FLIRI (1964) werden sie bedingt durch meridionale Zirkulation in Verbindung mit westöstlich ziehenden Zyklonen. Dies bedeutet für das Untersuchungsgebiet, dass im Norden der Schneeanteil am Gesamtniederschlag während der Ablationsperiode eher höher ist als im Süden. Daraus muss auch hier wieder für die Err-Gruppe eine etwas tiefere Schneegrenze angenommen werden gegenüber der Bernina-Gruppe.

2.3 Zusammenfassung

Niederschlags- wie Temperaturverlauf ergeben ein Bild eines kontinentalen Klimas, das einerseits Ausdruck der Massenerhebung, andererseits der Abgeschlossenheit ist. Dies bewirkt gegenüber einem gesamtschweizerischen Mittel eine starke Hebung der einzelnen Höhenstufen und äussert sich in der Lage der Wald-, Solifluktuations- und Schneegrenze (FURRER und FITZE, 1971; FURRER und DORIGO, 1972; DORIGO, 1975; MUELLER et al, 1976). Innerhalb des Untersuchungsgebietes muss, bezogen auf 1961 - 1970, für die Schneegrenze im Bereich der Bernina-Gruppe eine leicht höhere Lage angenommen werden als für die Err-Gruppe.

3. BISHERIGE ARBEITEN

3.1 Geologie

Bei der zu erarbeitenden Gletschergeschichte ergaben sich in geologischer Hinsicht hauptsächlich Probleme in der Zuordnung von Erratikum. Zur Lösung dieser Fragen diente die geologische Karte 1:25'000 von CORNELIUS (1932). Jüngere Arbeiten brachten neue Erkenntnisse in der stratigraphischen Deutung der Schichtreihen sowie in der Zuordnung zu den einzelnen tektonischen Einheiten (vgl. Kap. A.1 Geologie). Dies war jedoch bei der gegebenen gletschergeschichtlichen Fragestellung nicht von entscheidender Bedeutung.

3.2 Glazialmorphologie

Bereits 1876 befasste sich ZIEGLER mit der 'Letzten Periode des Gletscher-Rückgangs' im Oberengadin. Seine Karte zeigt in den wesentlichen Zügen in der Err-Julier-Gruppe doch eine recht gute Uebereinstimmung mit der heutigen Auffassung. Einzig in der vorderen Val Bever hat er den Einfluss des vereinigten Morteratsch/Roseg-Gletschers überschätzt, was auf die unterschiedliche Auffassung in der relativen zeitlichen Abfolge der Stände zurückzuführen ist.

Erst rund 40 Jahre später erfolgte eine detaillierte Kartierung meines Untersuchungsgebietes, die auch die Glazialmorphologie miteinschloss: Dabei zeigte CORNELIUS bei der geologischen Aufnahme der Err-Julier-Gruppe ausserordentliches Interesse an der Quartärgeologie, was sich im dritten Band der Erläuterungen zu seiner Karte äussert (CORNELIUS, 1951). Dank seiner sorgfältigen Kartierung konnte ich bei meiner Moränenaufnahme zum grossen Teil der Auffassung von CORNELIUS folgen.

Zeitlich gliedert er (1951, p. 4) die Moränen in rezente, Daun und jünger, sowie älter als Daun. Das Daun-Stadium versteht er dabei im Sinne von PENCK und BRUECKNER (1909). Interessant ist, wie er schon damals auf die morphologische Unterscheidbarkeit der Wälle hinweist. Ueber die beiden Gruppen (ohne die rezenten Moränen) schreibt er (1951, p. 4):

"Beide sind in der Regel sehr deutlich unterschieden: den steinarmen, gleichmässig begrüntem, meist sehr wenig ausgesprochenen altstadialen Wällen stehen die viel frischeren, schärferen Formen der jungstadialen mit ihrem Reichtum an frei sichtbaren Blöcken - mindestens soweit sie Granit enthalten - gegenüber."

Kriterien also, wie wir sie heute zur Unterscheidung von daun- und egesenäquivalenten Moränen heranziehen. Dadurch konnte zum Teil auch bezüglich der relativen zeitlichen Einstufung der Moränenserie eine recht gute Übereinstimmung der eigenen Auffassung mit derjenigen von CORNELIUS erzielt werden.

Neben den Untersuchungen von CORNELIUS sind die etwas jüngeren Arbeiten von STAUB (1938, 1952) zu nennen. Insbesondere in seiner Abhandlung 'Zur Frage einer Schlussvereisung im Berninagebiet zwischen Bergell, Oberengadin und Puschlav' (STAUB, 1938) erwähnt er aus meinem Arbeitsgebiet die wichtigsten Gletscherstände ausserhalb der neuzeitlichen Vergletscherung. Ein wesentlicher Unterschied zu meiner Auffassung besteht weiterhin darin, dass er noch im Sinne von ZIEGLER (1876) dem Morteratsch/Roseg-Gletscher zu starkes Gewicht gegenüber dem Eis aus der Val Bever beimisst. Festzustellen ist aber, dass der relativen zeitlichen Zuordnung seiner Stände zur Schlussvereisung (STAUB, 1938, p. 134) im wesentlichen auch heute noch gefolgt werden kann, wobei jedoch diese Stände nicht mehr als Schlussvereisung zu interpretieren, sondern am ehesten den daunäquivalenten Ständen zuzuordnen sind (vgl. Kap. 2, Teil I).

Aus der jüngsten Zeit sind schliesslich noch zwei wichtige Arbeiten zu nennen, auch wenn die Err-Julier-Gruppe nur am Rande erwähnt wird. Mit seinen Untersuchungen im Berninapassgebiet erarbeitete BEELER (1977) die Grundlage für eine neue Gletscher-geschichte des Oberengadins. Durch die Verbindung von absoluten (14C-Methode) und relativen (Schneegrenzberechnungen) Datierungen wurden Massstäbe gesetzt, die zum grossen Teil auch auf mein Arbeitsgebiet übertragbar waren. Von Bedeutung für die gletscher-geschichtliche Abfolge ist auch die Arbeit von KERSCHNER (1976). In seinen Untersuchungen zur überregionalen Verbreitung des Egesenstadiums bezog er die hintere Val Bever in seine Studien ein. Dadurch wurde es möglich, mein eigenes System der Abfolge mit demjenigen der Ostalpen (MAYR und HEUBERGER, 1968) zu vergleichen.

3.3 Botanik

Eine grossmassstäbliche Vegetationsaufnahme im Untersuchungsgebiet liegt bis heute noch nicht vor. Um einige Holzfunde klimatisch richtig zu interpretieren, waren daher eigene pflanzensoziologische Kartierungen notwendig.

Bezüglich Pollenanalyse liegt das Arbeitsgebiet jedoch in einer gut dokumentierten Region (KLEIBER, 1974; HEITZ, 1975). Dies war eine wesentliche Hilfe bei der Auswertung des Profils Jenatsch-Hütte (Teil I, Kap. B.2.4.1).

3.4 Klimatologie

Dank der sehr ausführlichen Arbeit von GENSLER (1978) über das Klima von Graubünden konnten die glaziologischen Ergebnisse des zweiten und dritten Teils dieser Arbeit klimatologisch gut abgestützt werden. Mit den jährlichen Untersuchungen über den Firnzuwachs im Berninagebiet (GENSLER, zitiert in LEMANS, 1963 ff) und der Arbeit 'Temperatur, Gletscherveränderungen und Firnbildung im Engadin' (GENSLER, 1967) waren zudem schon wesentliche Vorarbeiten zu den eigenen Untersuchungen zum Thema 'Gletscher-Klima' geleistet.

B. POSTGLAZIAL

1. DIE NEUZEIT: DER ZEITRAUM VON 1500 N.CHR. BIS HEUTE

1.1 Einleitung

Dank zahlreichen Arbeiten über die neuzeitlichen Zungenlängenänderungen von Alpengletschern sind die letzten 400 Jahre Gletschergeschichte bald lückenlos belegt (insbesondere MESSERLI et al, 1975). Die Zusammenfassung der Daten von 23 Eisströmen aus dem schweizerischen Alpenraum führte zu einer Kurve der mittleren Zungenlängenänderungen (FURRER et al, 1980). Dabei wird die Neuzeit dominiert durch eine Hochstandsperiode von 1600 (ev. 1550) bis 1850 mit den Maxima 1600 - 1650, 1710, 1740, 1780, 1820 und 1850. Es schloss dann eine kräftige Abschmelzphase an, die nur durch die zeitlich kurzen Vorstösse um 1890 und 1920 unterbrochen wurden. Ob diese Phase durch den heute herrschenden allgemeinen Vorstosstrend abgeschlossen ist, wird sich erst zeigen.

Für das vorliegende Untersuchungsgebiet konnten nur sehr wenige historische Dokumente gefunden werden. Zudem wird im Arbeitsgebiet nur der Vadret Calderas (seit 1894) vermessen. Erste brauchbare Karten gibt es mit den Messtischblättern zur Dufour-Karte um 1850; Bilddokumente (Stiche oder Photos), aus denen sich die Lage des Zungenendes einzelner Gletscher nachweisen liesse, waren nicht aufzufinden. Die stark begangenen Routen liegen zu weit ab von den Gletschern, als dass die Eisströme in früherer Zeit beachtet worden wären. Ebenso liessen ältere regionale Beschreibungen keine genauen Rückschlüsse auf die Lage des Zungenendes des jeweils beschriebenen Gletschers zu (ESCHER und STUDER, 1839; THEOBALD, 1866). Diese fehlende Basis verunmöglichte daher auch weitgehend, bei Datierungen mit der Flechtenmethode zu arbeiten; denn diese setzt voraus, dass zumindest eine Moräne genau datiert werden kann (BESCHEL, 1950/1957; HEUBERGER, 1971).

Es konnte daher nicht das Ziel sein, mit mangelhaft abgesicherten Rohdaten einen weiteren Beitrag an die recht gut abgestützte neuzeitliche Gletschergeschichte zu liefern. Mein Ziel war es, die Gletscherausdehnung um 1850 möglichst genau zu rekonstruieren und damit Grundlage und Bezugsniveau für die spätglazialen Stände zu schaffen (vgl. GROSS, 1974; KERSCHNER, 1978; BEELER, 1977; GROSS et al, 1978). Im Folgenden wird daher exemplarisch nur das Gletschervorfeld (KINZL, 1949) in der hinteren Val Bever besprochen und gleichzeitig auf einige Probleme eingegangen, die sich durch diese besondere Zielsetzung ergaben.

1.2 Die neuzeitlichen Zungenlängenänderungen des Gletschersystems Calderas-Err-Jenatsch

Die drei Gletscher bilden mit ihren Karumrandungen und den bekannten Gipfeln Tschima da Flix - Piz Calderas - Piz d'Err - Piz Jenatsch den westlichen Abschluss der Val Bever. Die drei Eisströme waren noch bis in die vierziger Jahre des 20. Jahrhunderts zu einem Gletscher vereinigt. Die Separierung erfolgte dann aber relativ schnell. Insbesondere wies der südexponierte Vadret Jenatsch einen deutlichen Gletscherschwund auf.

Von der sukzessiven Auflösung zeugt heute das Vorfeld: es ist geprägt von einer grossen Zahl hausgrosser Toteislöcher. Während die drei Gletscher um 1850 zusammen noch eine Fläche von 3,41 km² bedeckten, waren es 1973 noch 2,10 km² (MUELLER et al, 1976). Dies entspricht einem Gletscherschwund von 38 % - ein für diese Gletscherausdehnung eher geringer Wert (vgl. Teil II). Ursache dürfte die nordöstliche Exposition (geringe Einstrahlung, Leelage) des Vadret Calderas sein (vgl. Teil II, Kap. 2 und PATZELT, 1980a, p. 182). Zur Abgrenzung des Gletschervorfeldes: KINZL (1949) definiert es als Gelände zwischen dem heutigen Gletscherende und den Moränen des Vorstosses von 1850 und den übrigen nachwärmezeitlichen Gletschervorstössen.

Uebertragen auf heutige Erkenntnisse, und dennoch im Sinne KINZL's zu bleiben, wird diese äussere Abgrenzung durch die neuzeitlichen Moränen gebildet. Die weitere Beobachtung, dass die Ufermoränen heute schon meist gut bewachsen sind und gletscherwärts mit frischen Schuttwänden abbrechen (KINZL, 1949, p. 62), lässt sich exemplarisch auf das hier behandelte Gletschervorfeld übertragen (Abb. 2). Damit ist die morphologische Grundlage, nämlich die neuzeitliche Gletscherausdehnung, insbesondere der Stände um 1850, gegeben und die Zielsetzung erfüllt. Das Gletschervorfeld (Fig. 6) wird hier nicht durch nur eine Moräne gegen aussen begrenzt, sondern in der Ebene im Bereich der Chamanna Jenatsch erfolgt eine Aufteilung in vier Wälle. Deutlich innerhalb des Vorfeldes lassen sich noch die jüngeren Endmoränen D und E nachweisen. Einen bereits grösseren Stand als die neuzeitliche Ausdehnung deutet die Moräne A an (vgl. Kap. B.2.4.1). Die Moränen im Bereich des heutigen Vadret d'Err zeugen von der Separierung dieses Gletschers vom Vadret Jenatsch.



Abb. 2: Das Gletschervorfeld des Systems Calderas-Err-Jernatsch

C Vadret Calderas

J Chamanna Jenatsch

E Vadret d'Err

G Gletschervorfeld

M Endmoränen um 1850

GLETSCHERVORFELD CALDERAS/ERR/ JENATSCH

VADRET
D'ERR

VADRET
JENATSCH

VADRET
CALDERAS

LEGENDE:

- GLETSCHERZUNGE
- UM 1850
- NACH KARTE 1853
- NACH KARTE 1971
- GLETSCHERVERMESSUNG
- BASIS 1894
- ZUNGENENDE 1905
- SEITEN- / ENDMORAENE
- MITTEL MORAENE
- BERGGIPFEL / - KAMM
- BACH
- CHAMANNA JENATSCH

156 —••— 774

N

0 200 400m

FIG.6

1.2.1 Gletschervermessung

1894 wurde der Vadret Calderas ins Vermessungsnetz der Gletscherkommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft (GK-SNG) aufgenommen. Publiziert werden die im Auftrag der GK-SNG vom Kreisforstamt Oberengadin/Bergell gemessenen Werte von 1895 - 1926 im "Jahrbuch des SAC" und seit 1925 in "Die Alpen".

Die Zusammenstellung der Messergebnisse in Tab. 3 zeigt ein generelles Abschmelzen, das nur in den Jahren 1903 und 1905 durch kurze Vorstösse unterbrochen wurde. Allerdings muss man berücksichtigen, dass in den Jahren 1911 bis 1924 nur sieben Messungen durchgeführt werden konnten. Dies gerade in einer Zeit, wo von den vermessenen Gletschern in der Schweiz bis 70 % vorstiessen (KASSER und AELLEN, 1976). Bei der morphologischen Kartierung (Fig. 6) konnte jedoch nur eine einzige Moräne zwischen der Basis der Gletschervermessung von 1894 und dem heutigen Zungenende nachgewiesen werden. Dieser Wall G (Fig. 6), der ebenfalls von CORNELIUS (1951) kartiert wurde, lässt sich ohne weiteres dem Vorstoss von 1905 zuordnen. Die Kurve in Fig. 7 zeigt die bekannte Erscheinung mit dem leichten Rückzugstrend von 1894 bis 1926, der sich anschliessend noch wesentlich verstärkte. Wohl trat in der zweiten Hälfte der sechziger Jahre eine kurze Beruhigung ein, doch scheint diese Phase bereits wieder abgeschlossen zu sein. Ein Vergleich der Messdaten mit der Temperaturreihe von Platta Medels ergab, dass der Vadret Calderas am Zungenende sofort, d.h. ohn Verzögerungsjahre, auf Temperaturänderungen reagiert (vgl. Teil III, Kap. 2).

1.2.2 Karten

Die ältesten und zugleich wichtigsten Karten, auf die ich mich beim Erforschen der Gletschergeschichte stützen konnte, waren die Originalmesstischblätter zum Dufour-Atlas. Diese Karten, die zeitlich alle um den Hochstand von 1850 aufgenommen wurden, bildeten neben den erwähnten morphologischen Merkmalen (KINZL, 1949) die Grundlage zur Bestimmung der Gletscherausdehnung von 1850.

Vergleicht man die von den verschiedenen Kartographen auf den Messtischblättern festgehaltenen Gletscherausdehnungen mit den eigenen morphologischen Kartierungen und Beschreibungen, so ergeben sich sehr unterschiedliche Resultate: Mussten bei GLANZMANN grosse Teile als reine Schneefelder interpretiert werden, so zeigen sich bei STENGEL sehr gute Uebereinstimmungen. Liest man bei OBERLI (1979) über das Studium von STENGEL nach, erstaunt dies nicht: So studierte er nicht nur 1842 bei STUDER in Bern Geologie, sondern kartierte auch 1844 unter AGASSIZ den Unteraargletscher im Massstab 1:10'000. Dank dieses umfassenden

Jahr	jährliche Änderung in Meter	Änderung bez. Stand 1894	Totaler Rückzug/ Vorstoß	Jahr	jährliche Änderung in Meter	Änderung bez. Stand 1894	Totaler Rückzug/ Vorstoß
1895	- 3,1	- 9,1		1936			
1896)	- 15,0	- 24,1		1937)	- 19,0	- 319,7	
1897				1938			
1898	- 11,3	- 35,4		1939)			
1899	- 1,5	- 36,9		1940)	- 43,8	- 363,5	
1900	- 15,9	- 52,8		1941			
1901	- 6,8	- 59,6		1942	- 10,4	- 373,9	
1902	- 9,4	- 69,0	- 59,0	1943	- 13,8	- 387,7	
1903	+ 1,7	- 67,3	+ 1,7	1944	- 3,7	- 391,4	
1904	- 17,2	- 84,5	- 17,2	1945	- 11,0	- 402,4	
1905	+ 2,6	- 81,9	+ 2,6	1946	- 12,0	- 414,4	
1906	- 4,5	- 86,4		1947	- 12,8	- 427,2	
1907	- 4,1	- 90,5		1948	- 6,5	- 433,7	
1908	- 17,1	- 107,6		1949	- 14,5	- 448,2	
1909	- 10,4	- 118,0		1950	- 14,7	- 462,9	
1910	- 2,3	- 120,3		1951			
1911)	- 5,8	- 126,1		1952)	- 37,5	- 500,4	
1912				1953			
1913	- 0,9	- 127,0		1954	- 7,4	- 507,8	
1914	- 11,5	- 138,5		1955	- 5,0	- 512,8	
1915				1956			
1916)	- 35,2	- 173,7		1957)	- 17,5	- 530,3	
1917				1958	- 8,0	- 538,3	
1918)	- 5,2	- 178,9		1959	- 17,0	- 555,3	
1919				1960	- 6,5	- 561,8	
1920)	- 22,3	- 201,2		1961	- 6,5	- 568,3	
1921				1962	- 10,5	- 578,8	
1922				1963	- 10,0	- 588,8	
1923)	- 14,7	- 215,9		1964)	- 15,8	- 604,6	
1924				1965			
1925	- 3,3	- 219,2		1966	- 8,5	- 613,1	
1926	- 1,4	- 220,6		1967	- 3,8	- 616,9	
1927	- 10,4	- 231,0		1968	- 4,0	- 620,9	
1928	- 19,0	- 250,0		1969	- 12,3	- 633,2	
1929	- 8,4	- 258,4		1970	- 15,5	- 648,7	
1930	- 6,9	- 265,3		1971	- 10,3	- 659,0	
1931				1972	- 12,4	- 671,4	
1932)	- 13,6	- 278,9		1973	- 14,0	- 685,4	
1933	- 11,0	- 289,9		1974	- 23,5	- 708,9	
1934)	- 10,8	- 300,7		1975			
1935				1976)	- 33,2	- 742,1	
				1977			
				1978	- 22,0	- 764,1	- 532,4

Tab. 3: Längenänderung des Vadret Calderas seit 1894: Zusammengestellt nach den Originalmessblättern der Gletschervermessung des Kreisforstamtes Oberengadin/Bergell

AENDERUNG DER ZUNGENLAENGE DES VADRET CALDERAS SEIT 1894

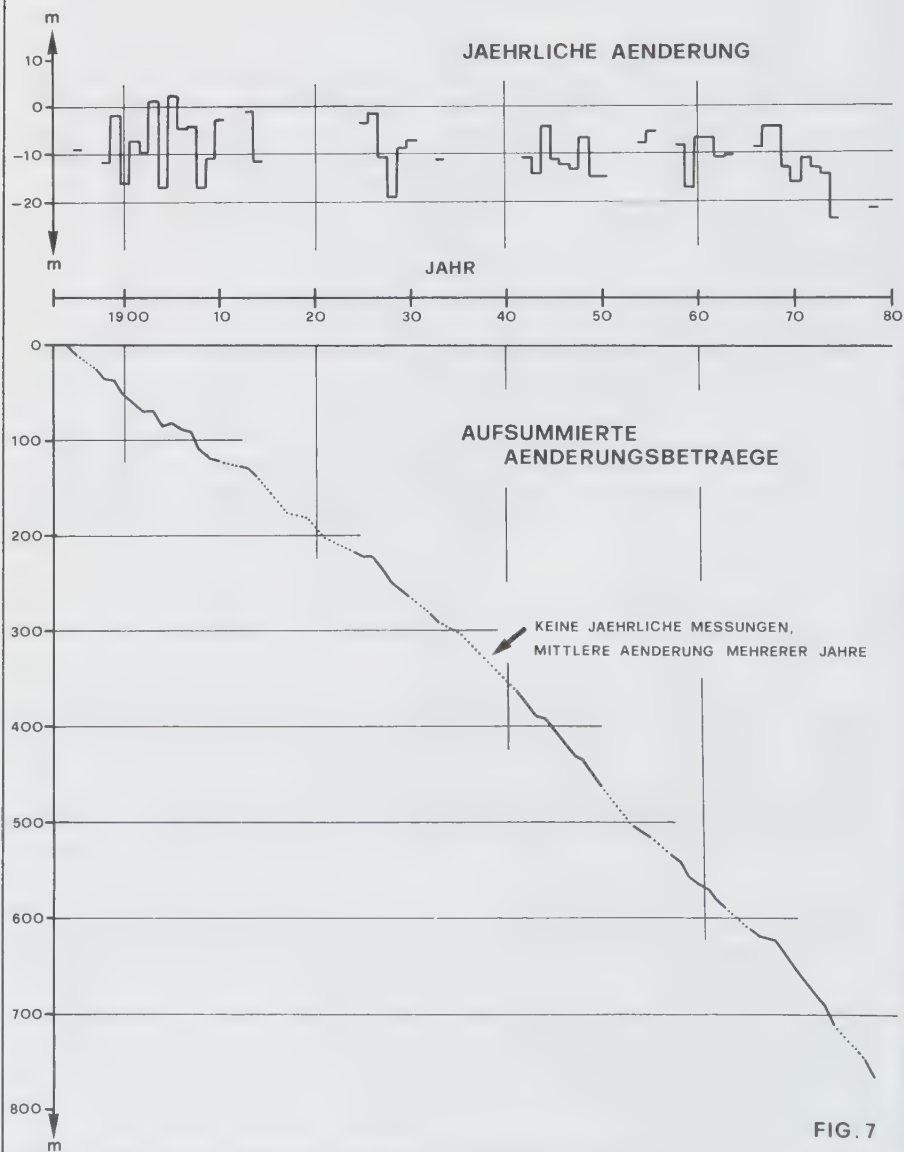


FIG. 7

theoretischen und praktischen Studiums, ergänzt durch kartographische Ausbildung in Bern und Neuenburg, schuf er hervorragende Grundlagenkarten für glazialmorphologische Untersuchungen.

1853 kartierte STENGEL die hintere Val Bever (Fig. 8, Tab. 4). Seine Kartierung des Zungenendes des Systems Calderas-Err-Jenatsch stimmt mit den Moränen B gut überein. Im Bereich der Moräne B 2 scheint der Gletscher damals schon etwas kleiner gewesen zu sein. Es wäre durchaus möglich, dass er schon vor 1853 den Hochstand erreicht hatte und im Aufnahmejahr bereits etwas geschwunden war. Der mit einer mittleren Verzögerungszeit von 16 Jahren auf Temperaturschwankungen reagierende Morteratsch-Gletscher (vgl. Teil III, Kap. 2) erreichte seinen Hochstand 1857 (BEELER, 1977, p. 220) - der kleinere und daher schnell reagierende Vadret Calderas sicher einige Jahre früher.

An neueren Karten standen einerseits die Siegfried-Karten 1:50'000 sowie für die jüngste Zeit die Neuen Landeskarten 1:25'000 und 1:50'000 zur Verfügung. Da jedoch erst bei der Revision von 1917 die Gletscher neu kartiert wurden, ergaben sich gegenüber der Gletschervermessung keine neuen Ergebnisse. Insbesondere konnte das Moränensystem D (Fig. 6) damit zeitlich auch nicht genauer festgelegt werden.

1.2.3 Lichenometrische Untersuchungen

Da in diesem Gebiet mit Daten der Gletschervermessung die Moräne E (Fig. 6) zeitlich genau festgelegt werden konnte (Bildungsjahr 1905) und zudem eine Serie neuzeitlicher Moränen vorlag, sollte der Einsatz der Flechtenmethode versucht werden. Zur Anwendung gelangten dabei folgende Mess- und Auswertungsmethoden:

- Methode BESCHEL (1957: Es wurde der grösste Durchmesser der absolut grössten Flechte (*Rhizocarpon geographicum*) gemessen und bei der Auswertung zudem der bei BESCHEL für alpine Verhältnisse veranschlagte Fehler von 5 % berücksichtigt.
- Methode PATZELT (1973, p. 16): Berechnet wird der mittlere maximale Durchmesser aus möglichst vielen der grössten Flechten. Auch bei dieser Methode wurde BESCHEL's veranschlagter Fehler von 5 % berücksichtigt (BEELER, 1977, p. 156).

Dass der Versuch, die neuzeitlichen Moränen B - E mit der Flechtenmethode zeitlich einzustufen scheiterte, lässt sich auf mehrere Gründe zurückführen:

EINTEILUNG DER MESSTISCH-BLAETTER ZUM DUFOUR-ATLAS

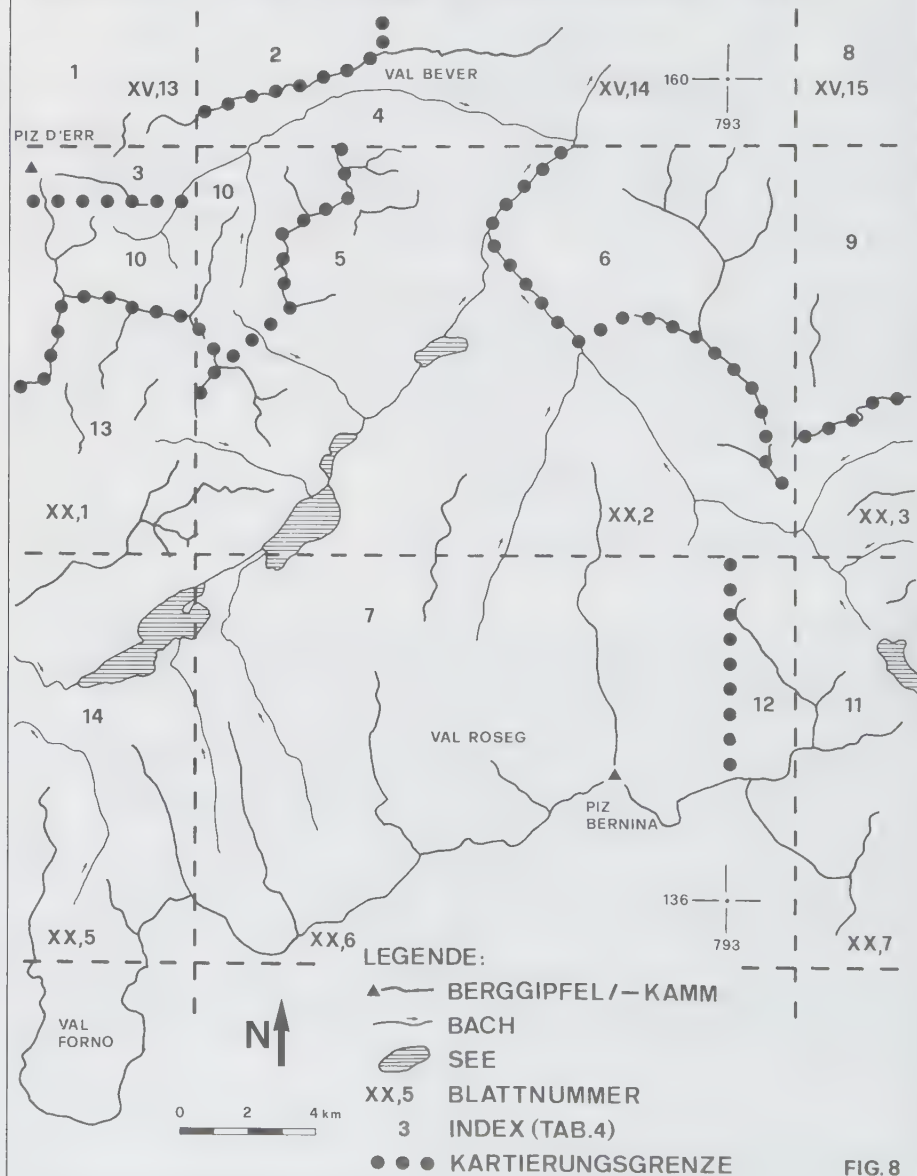


FIG. 8

Kartograph	Index in Fig. 8	Blatt Nr.	Aufnahmejahr
GLANZMANN	1	XV, 13	1847-1848
	2	XV, 14	1847
	3	XX, 1	1848
COAZ	4	XV, 14	1848
	5	XX, 2	1849-1950
	6	XX, 2	1848
	7	XX, 6	1850-1851
	8	XV, 15	1848
	9	XX, 3	1848
STENGEL	10	XX, 1/XX, 2	1853
	11	XX, 7	1849
	12	XX, 6	1849
KUENDIG	13	XX, 1	1852
MOOR	14	XX, 5	1852

Tab. 4: Kartographen der Originalmesstischblätter (1:50'000)
zum Dufour-Atlas.
Quelle: Bundesamt für Landestopographie, Wabern, Bern

- Die Moräne E, die den Stützpfeiler für die neu zu konstruierende Wachstumsgerade der Flechten bilden sollte, liegt zum grössten Teil als Seitenmoräne vor. Im Gegensatz zu Endmoränen dauert deren Bildung wesentlich länger. Das kurze Stück der Endmoräne liegt zudem bereits im Einflussbereich des Gletscherbaches, so dass sich auf kurze Distanz sehr unterschiedliche Feuchtigkeitsverhältnisse ergeben, was die bachnahen Flechten im Wachstum begünstigt (BESCHEL, 1957; HEUBERGER, 1971). Ähnliche Probleme ergaben sich bei der Moräne D.
- Im Bereich der Chamanna Jenatsch spaltet sich die Moräne B 3 in vier Teilstücke auf, die teilweise nach wenigen Metern wieder in einen Wall übergehen. Zeuge dieser Aufspaltung ist auch die Moräne C. Da diese vier Wälle alle sehr kurz sind und niemals die von BESCHEL (1957) geforderte Länge von 50 m (später 100 m) erreichen, konnte die Methode nicht angewendet werden. Aus der beschriebenen morphologischen Situation ist zu schliessen, dass das ganze Moränensystem B mehrphasig aufgebaut ist und somit mehrere "Flechtengenerationen" enthält. Die Ergebnisse aus den Flechtenmessungen wären möglicherweise mit einem grossen Fehler behaftet (HUMMEL, 1978).
- Speziell während der Hochstandsperiode um 1850 muss auf der Höhe von 2'650 m ü.M. mit einer dauernd geschlossenen Schneedecke während mehr als 40 Wochen gerechnet werden, was zum Absterben der Flechten führen kann (HAEBERLI et al, 1979). Dieser Vorgang wirkt sich zwangsweise auf die Mittelwertbildung aus, wodurch eine weitere Fehlerquelle entsteht.
- Fehler können sich aber auch aus der Methode selbst ergeben: So ist die Stichprobenwahl bei PATZELT (1973) weder in der Art der Datenerhebung noch im Umfang genau gegeben. KING und LEHMANN (1973, p. 145): "Grosse Aufmerksamkeit ist bei lichenometrischen Aufnahmen auf die Wahl der für den Wall repräsentativen Blöcke zu richten." Die Entscheidung, welche Blöcke aber auch wirklich repräsentativ sind, beruht eher auf einem subjektiven Auswahlverfahren. Ein weiteres Problem ergibt sich auch bei der Bestimmung des Messfehlers, da die 5 % Unsicherheit, die BESCHEL (1957) veranschlagt, auf einer Schätzung und nicht auf statistischer Grundlage beruht.

1.3 Zusammenfassung

Aufgrund der morphologischen Aufnahmen, des Vergleiches mit dem Originalmesstischblatt (1853) und mit der Gletschervermessung, lassen sich folgende Moränensysteme im Gletscherfeld Calderas-Err-Jenatsch unterscheiden und teilweise zeitlich einordnen (vgl. Fig. 6):

- System B: Mindestens vierphasiger Aufbau. Durch den Kartenvergleich muss auch die Moräne von 1850 darin enthalten sein. Die Aussenseite ist zum Teil schon dicht bewachsen, während die Innenseite frisch, d.h. kaum bewachsen ist.
- Moräne C: Jünger als 1853 (Karte von STENGEL).
- System D: Jünger als C, jedoch älter als 1894. Die Basis 1894 (Fig. 6) liegt unmittelbar vor der Gletscherausdehnung von 1894.
- Moräne E: Datierung aufgrund der Gletschervermessung: 1905.

Mit Hilfe der morphologischen Abgrenzungskriterien von KINZL (1949) sowie den Originalmesstischblättern zum Dufour-Atlas wurden im ganzen Untersuchungsgebiet die Hochstände um 1850 rekonstruiert. Dies ergab 25 Gletscherstände, deren zugehörige Schneegrenze die Basis für den Vergleich mit spätglazialen Ständen bildet (vgl. Kartenbeilage, Kap. D und Kap. C 2). Grundlage jeder Aufnahme bildeten die Messtischblätter. Bei der Bestimmung der Gletscherausdehnung um 1850 waren jedoch immer die morphologischen Gegebenheiten entscheidend, denn die Gletscherabgrenzungen durch die verschiedenen Kartographen differierten für meine Untersuchungen zu stark.

2. DIE VORNEUZEIT: DER ZEITRAUM VON 10'200 BP BIS 1'500 N.CHR.

2.1 Einleitung

Unter der Vorneuzeit wird hier der Zeitraum von der Wende Spät-/Postglazial (10'200 BP) bis 1'500 n.Chr. verstanden. Diese Abgrenzung zur Neuzeit ist aus methodischen Gründen sinnvoll. Für die Neuzeit bedienen wir uns in erster Linie historischer Dokumente in Form von schriftlichen Aufzeichnungen und Abbildungen. Um dagegen Aussagen über Gletscherausdehnungen während der Vorneuzeit absolut zu datieren, sind wir hauptsächlich auf die 14C-Methode angewiesen. Da es sich in dieser Arbeit immer um unkorrigierte, konventionelle Radiokarbonalter handelt, sind die beiden Zeitreihen (Neuzeit/Vorneuzeit) auch nicht direkt vergleichbar.

Je nach Fundumständen und Material, das mit der 14C-Methode datiert wird, ergeben sich unterschiedliche Aussagen. Zum besseren Verständnis der nachfolgenden Interpretationen folgen daher zuerst einige Bemerkungen über den Aussagewert von Holz-, Torf- und Bodenproben; anschliessend einige Ausführungen über die Waldgrenze, die für das Verständnis der Interpretation der beiden Holzfunde aus der Grabung Beverin (Kap. 2.4.3) notwendig sind.

2.2 Interpretation der 14C-Daten

2.2.1 Holzproben

Daten von Holzproben sind wohl am einfachsten zu interpretieren. Der äusserste Jahrring eines Baumstammes ist der jüngste; sein Bildungsdatum entspricht dem Absterbedatum des Baumes. Handelt es sich beim Holzfund um einen Stamm mit mehr als etwa 100 Jahrringen, so besteht oft noch die Möglichkeit, das 14C-Datum dendrochronologisch zu überprüfen. Sofern der Baum am Fundort gewachsen war, lassen sich mit der Datierung Aussagen über das damalige Vegetationsbild machen. Hölzer, die eine direkte Information zur Gletschergeschichte ergeben, sind nur aus den Gletschervorfeldern zu erwarten. Da diese im Untersuchungsgebiet sehr hoch liegen, waren keine Funde zu verzeichnen. Daher wird auf deren Interpretation nicht eingegangen (vgl. ROETHLISBERGER, 1976, p. 87).

2.2.2 Torfproben

Bedingt durch die zur Datierung geforderte Probenmenge, die je nach organischem Gehalt und Zersetzungsgrad sehr gross sein kann, sowie durch die Art der Probenentnahme (meist Bohrungen), ergeben sich oft Probleme, die bei der Interpretation berücksichtigt werden müssen. Da die kontaminierenden Huminstoffe aus den höheren, jüngeren Schichten eines Moores chemisch weitgehend eliminierbar sind, ergibt sich durch die Datierung einer Torfprobe ein Alter aus dessen Bildungszeit. Bei sehr langsamem Moorwachstum kann diese eine erhebliche Anzahl Jahre umfassen, wodurch sich ein 14C -Alter aus einem grösseren Zeitraum ergibt; dies im Gegensatz zu den Holzproben. So gibt BORTENSCHLAGER (1977, p. 262) für die von ihm untersuchten Moore im Bereich der Waldgrenze eine Sedimentationsrate von 3 cm in 100 Jahren an. Bei Grabungen in Mooren sind an der Profilwand oft lokale Sackungen und Rutschungen zu beobachten. Da bei Handbohrungen immer mehrere Kerne für eine Altersbestimmung notwendig sind, kann es vorkommen, dass Material unterschiedlichen Alters vermischt wird. Dies lässt sich nur vermeiden, wenn jeder Bohrkern vorgängig pollenanalytisch untersucht wird. Dieses Vorgehen ist jedoch sehr zeit- und personalfauwendig und ist daher nicht immer durchführbar; unter Umständen kommt es zu den erwähnten Verfälschungen.

Zur Aussage über die Gletschergeschichte werden oft die Alter von Torfbasisproben bestimmt. Sofern das Moor keine spätere Moränenüberdeckung zeigt, ergeben sich grundsätzlich Mindestalter für das Eisfreiwerden des betreffenden Gebietes. Es resultieren Alter, die je nach Umständen (Zeitdauer bis zum Beginn des Torfwachstums, Erosionslücken) mehr oder weniger nahe an das effektive Datum des Abschmelzvorganges heranreichen.

2.2.3 Bodenproben

Jede Bodenprobe wird an unserem Institut zuerst mit HCl behandelt. Datiert wird anschliessend nur der nicht NaOH lösliche Anteil der Bodensubstanz. Zum Problem der Bodendatierung schreibt KELLER (1978, unpubl.), der Leiter des 14C -Labors des Geographischen Institutes der Universität Zürich: "Bei dem Versuch, Mineralböden zu datieren, stösst man auf grundsätzliche Schwierigkeiten. Bedenkt man, dass Böden Radiokohlenstoff aus ganz unterschiedlichen Quellen enthalten, so zeigt sich, dass von einem 'Alter' eines Bodens nicht gesprochen werden darf. Radiokohlenstoff kann von verschiedenen Seiten in den Boden gelangt sein. So vom Ausgangsgestein (z.B. bei Rendzinen), durch Infiltration von Huminsäuren, welche mit Hilfe von Regenwasser von höheren in tiefere Bodenschichten verlagern u.a. Weiter enthalten Böden älteres organisches Material, aus der Anfangszeit

der Bodenbildung, aber auch organisches Material, das laufend neu gebildet wird. Dieser Sachverhalt gilt sinngemäss auch für fossile Böden. Somit treffen wir im Bodenmaterial Radiokohlenstoff von völlig unterschiedlicher Herkunft und verschiedenem Alter.

Diese Mischung aus älterem und jüngerem organischem Material lässt sich bezüglich des Radiokarbonegehaltes nicht aufteilen. Der Anteil der einzelnen ^{14}C -Komponenten an dieser Mischung aus verschieden altem organischem Material ist in jedem Falle unbekannt. Somit bestimmt man bei der Anwendung der ^{14}C -Methode auf Bodenmaterial einzig die mittlere Isotopen-Konzentration von ^{14}C . Das aus dieser ^{14}C -Konzentration formal errechnete ^{14}C -Alter ist als Mindestalter für den betreffenden Boden zu interpretieren. Wir können demnach bei der Anwendung der Radiokarbon-Methode auf Bodenmaterial nur von einer Radiokohlenstoff-Gehaltsbestimmung (Bestimmung der Gesamtaktivität) sprechen. Das damit errechnete ^{14}C -Alter entspricht nicht dem 'wahren' Bodenalter, sofern man überhaupt von einem Bodenalter sprechen darf, da ja die Bodenbildung ein Prozess ist, der über einen Zeitraum sich erstreckt, d.h. kein punktuelles Ereignis darstellt.

Das formal errechnete ^{14}C -Alter kann gegenüber dem 'wahren' Bodenalter um einige tausend Jahre zu klein erscheinen. Je kürzer allerdings die Bildungsdauer des Bodens ist, umso weniger weicht das formale ^{14}C -Alter vom 'wahren' Bodenalter ab. Da wir aber nur in ganz seltenen Fällen etwas über die Bodenbildungsdauer wissen, muss immer mit einer Abweichung unbekannten Ausmasses zwischen formalem und 'wahrem' Alter gerechnet werden."

Nach GEYH (1971 in BEELER, 1977, p. 153) enthalten die jüngeren Probenanteile gegenüber den älteren ein grösseres Gewicht für das Datum, da die Abnahme des ^{14}C -Gehaltes exponentiell erfolgt. Auch wenn man aufgrund dieser Ausführungen damit näher an den Abschluss der Bodenbildung kommt, so ist bei der Interpretation von Bodenbildungen äusserste Vorsicht geboten, worauf auch BEELER (1977, p. 155) hinweist. Die Annahme der allgemein sehr kurzen Dauer der Bodenentwicklung, wie sie SCHNEEBELI (1976, p. 35) für seine Proben annimmt, liess sich für das vorliegende Untersuchungsgebiet nur zum Teil nachweisen.

2.3 Bemerkungen zur Waldgrenze

2.3.1 Allgemeines

Vielfach wird unterschieden in Wald-, Baum- und Krüppelgrenze, wobei nach SCHARFETTER (1938) die Wald- und Baumgrenze als identisch anzusehen sind. Untersuchungen in von Menschen wenig berührten Gebieten bestätigen SCHARFETTER's Ansicht. In diesen Bereichen konnte gegen die alpine Stufe eine fast geschlossene Front, mit zunehmender Meereshöhe niedriger werdender Bäume beobachtet werden (ELLENBERG, 1978, p. 521). Die in den Alpen feststellbare Wald- und eine noch höhere Baumgrenze wäre also rein anthropogen bedingt. Die Krüppelgrenze bildet nach ELLENBERG (1978, p. 521) die Verbindungslinie der höchsten vereinzelter Arven oder Lärchen, die unter Schneeschutz oder an sonnenexponierten Felsen noch zwergwuchsartig gedeihen können.

2.3.2 Die Alpenrose zur Festlegung der potentiellen Waldgrenze

Die Alpenrose ist ein Vertreter der subalpinen Stufe und erreicht nur bei gutem Schneeschutz eine Ausbreitung über die Baumgrenze. LANDOLT (1969, p. 46): "Wo der Arven-Lärchenwald gerodet wurde und zwischen Wald- und Baumgrenze bilden die rostblättrigen Alpenrosen eigentliche Bestände. Die obere Grenze der Alpenrosengebüsche fällt meistens mit der ehemaligen Baumgrenze zusammen." Diese Beziehung wurde bereits von HAGER (1916) untersucht (p. 85): "Die heutigen geschlossenen Alpenrosenfelder des Bündner Oberlandes stehen ausschliesslich auf dem Boden des ursprünglichen Koniferenwaldes." Zum Nachweis verwendete HAGER fossiles Holz aus Mooren; dabei ist jedoch zu beachten, dass die Hölzer Zeugen einer allfälligen, früheren Klimaverbesserung darstellen können und dadurch gegenüber heute zu hohe Werte ergeben. Trotzdem darf die obere Grenze des geschlossenen Alpenrosengürtels als guter Näherungswert für die Bestimmung der potentiellen Waldgrenze angesehen werden.

2.3.3 Klimatisch bedingte Höhenänderung der Waldgrenze

Nach den Ausführungen von BORTENSCHLAGER (1977, p. 263 ff) sind für das Ueberleben der Bäume an der Waldgrenze die sommerlichen Temperatursummen entscheidend. So genügen 3 - 10 Jahre unterdurchschnittliche Werte, um den Wald zu zerstören.

Während die Ursachen für das Absenken der Waldgrenze schon recht gut untersucht sind, so ist die Zeitspanne, die für einen Wiederanstieg notwendig ist, noch kaum bekannt. Als Ursache darf, aus Analogie, sicher eine Erhöhung der sommerlichen Temperatursumme angenommen werden. Sehr langfristige Untersuchungen zum Anstieg der Vegetation wurden nur wenige durchgeführt. Hervorzuheben sind dabei die Arbeiten am Piz Linard im Unterengadin (BRAUN-BLANQUET, 1957). 1835 untersuchte O. HEER, der spätere Professor für Botanik an der ETH Zürich, die Höhenverbreitung der Pflanzen am Piz Linard. Anhand seiner vergleichenden Untersuchungen 1911, 1937 und 1947 schreibt BRAUN-BLANQUET (1957, p. 230 ff): "Die Tatsache der seit 1835 fortschreitenden erheblichen Bereicherung der Gipfflora des Piz Linard ist unbestreitbar... Mit diesem Ansteigen der Vegetation scheinen die Veränderungen, die sich an der oberen Waldgrenze abspielen, im Einklang. Allerdings sind die gesicherten Unterlagen, die eine Erhöhung der oberen Waldgrenze wahrscheinlich machen, noch zu spärlich, um verallgemeinernde Schlüsse zu gestatten... Dem Empordringen der Vegetation parallel läuft das seit mehr als einem Menschenalter zurückreichende Abschmelzen der Alpengletscher." Es lassen sich also auch aus dieser ausnehmend langen Beobachtungsreihe noch keine gesicherten Schlüsse auf die Verschiebung der Waldgrenze ziehen. Dazu ist zu bemerken, dass die starke Erhöhung der Sommertemperatur und damit das verstärkte Abschmelzen der Alpengletscher erst nach 1925, mit dem Maximum zwischen 1940 und 1950, einsetzte (GAMPER und SUTER, 1978, p. 188). So wäre es möglich, dass zur Zeit der Pflanzenaufnahme 1947 die Waldgrenze noch gar nicht auf die Erwärmung reagiert hat.

Aus einer Diskussion mit Dr. TURNER (Mitarbeiter der Forstlichen Versuchsanstalt in Birmensdorf) vor einem Jahr ergab sich:

- Alpenrosen und Pflanzengesellschaften allgemein reagieren sehr langsam auf Klimaverbesserungen.
- Durch die Bestimmung der potentiellen Waldgrenze mit Hilfe der geschlossenen Alpenrosenbestände ergibt sich eine Höhenlage, welche die klimatischen Verhältnisse der letzten Jahrzehnte ausdrückt.
- Infolge der trägen Reaktion der Vegetation auf Klimaverbesserungen muss angenommen werden, dass nur Holzfunde von mehr als 100 m über der bestimmten potentiellen Waldgrenze auf ein wärmeres Klima als heute deuten.

Zusammenfassend: Die Waldgrenze reagiert in ihrer Höhenlage sehr rasch auf Klimaverschlechterungen, Verbesserungen wirken sich aber erst nach einigen Jahrzehnten aus.

2.3.4 Die Lage der Waldgrenze in der Val Bever

Ein grosser Teil der Val Bever gehört - wie das ganze Oberengadin - in die subalpine Nadelwaldstufe (Lärchen-Arven-Gürtel; SCHMID, 1966). Den zum Teil reinen Lärchenbeständen (*Larix decidua*) sind im Tal zwischen Bever und Spinas (1'800 m) einzelne Fichten (*Picea abies*) beigemischt. Die Waldgrenze liegt an den steilen, felsigen Hängen bei rund 2'200 m; es handelt sich hier, wie HOLTMEIER (1969, p. 71) schreibt, um eine orographische Grenze. Talaufwärts findet man im Lärchenwald Föhren (*Pinus Silvestris* / *P. Mugo*) und einzelne Arven (*Pinus Cembra*). Bei Palud Marscha, wo der Talboden 2'050 m erreicht, endet der sonst nur von Steinschlag- und Lawinenrutschen unterbrochene Wald (anthropogene Waldgrenze). Am nordexponierten Hang zieht Grünerleengebüsch (*Alnus viridis*) weiter bis zur Alp Suvretta hinauf; am sonnigen, trockeneren Hang gegenüber reichen die mehr oder weniger dichten Legföhrenbestände (*P. Mugo*) noch um einiges weiter. Hochstaudenfluren und Weiderasen beherrschen die subalpine Stufe oberhalb der erwähnten, aktuellen Waldgrenze bei 2'050 m. Ab etwa 1'900 - 1'950 m tritt als Unterwuchs des Lärchenwaldes die Rostblättrige Alpenrose (*Rhododendron ferrugineum*) auf, die nach PALLMANN und HAFTER (1933, p. 404) im Oberengadin den locker ausklingenden Wald sowie den Kampfgürtel bis zur Zwergbaumgrenze (Baumhöhe unter 5 m) bevorzugt. Sie bildet noch höherreichende Bestände (Zwergstrauchgürtel) als die Legföhre und zeigt mit ihrer Obergrenze der geschlossenen Bestände bei 2'300 m auch in der Val Bever wohl die potentielle Waldgrenze an. Einzelne Alpenrosen- und Wacholderbüsche konnten an geschützten Standorten bis gegen 2'400 m festgestellt werden. Dieser Höhenunterschied von 100 m wird auch durch die Untersuchungen von PALLMANN und HAFTER (1933, p. 382) bestätigt, die als Höhenänderung von der Baum- zur Zwergbaumgrenze ebenfalls 100 angeben. Zudem führen sie weiter aus: "Die Zwergbaumgrenze fällt mehr oder minder mit der oberen Grenze der Zwergstrauchgesellschaften zusammen und bildet den Abschluss der Ordnung gegen die alpinen Rasengesellschaften."

Die geschlossenen Bestände der Alpenrose, deren Grenze in der Vertikalen bei 2'300 m ü.M. liegt, keilt in der Horizontalen innerhalb des Bergsturzgebietes der Alp Val aus (Fig. 9). Die Grenze, die mitten durch dieses Areal läuft, kann als natürlich angesehen werden, da das Gebiet für die Weide nicht genutzt werden kann.

Die licht- und wärmeliebende Alpenrose findet (PALLMANN und HAFTER, 1933, p. 404) innerhalb dieses Blockfeldes, mit seiner starken Erwärmung, bereits einen bevorzugten Standort. Das Auskeilen gegen den Talhintergrund ist nicht durch die Höhenänderung bedingt, da das Relief auf den nächsten 1,5 km nicht ansteigt. Befriedigend erklärt dies TURNER durch den Taleffekt (mdl. Mitteilung): "Der gletschergefüllte Talhintergrund bewirkt eine Zufuhr kalter Luft Richtung Talausgang. Diese Kaltluft beeinflusst jedoch nur den Talboden. Da dieser jedoch im vorliegenden Fall bereits mit der Obergrenze der geschlossenen

Alpenrosen zusammenfällt, kann an den Hängen nicht untersucht werden, ob die Kaltluft - zumindest im lokalen Bereich - dafür der einzige Grund ist. Regionalklimatisch muss noch auf einen zweiten Effekt aufmerksam gemacht werden. Bei der Trendfläche 2. Grades der Schneegrenze um 1850 wird gezeigt, dass das Maximum im Raume von Champfèr liegt, mit einem allseitigen Absinken der Schneegrenze gegen aussen (Teil II, Kap. 3.2). Je weiter wir uns von der Haupttalachse des Engadins entfernen, desto tiefer sinkt die Schneegrenze und mit ihr auch die Waldgrenze ab (FITZE, 1969, p. 51 ff), was sich auch bei der engadinfernen, hinteren Val Bever gegenüber dem vorderen Teil auswirken muss.

2.4 Grabungen in der Val Bever

Aus den verschiedensten Sondierungen, Bohrungen und Grabungen, die sich über das ganze Untersuchungsgebiet erstreckten, haben sich nur im Bereich der Val Bever Ansätze gezeigt, die einen möglichen Beitrag zum Verlauf des Postglazials im Oberengadin ergeben können. Die nachfolgend zu besprechenden vier Grabungs-orte sind in Fig. 9 eingetragen.

2.4.1 Profil Jenatsch-Hütte (Koordinaten: 775600/155550, 2'580 m ü.M.)

Die Ergebnisse der Auswertung dieses Moores wurden in einem Artikel von GRONER und SUTER in der Geographica Helvetica (1980, Heft 3) publiziert. Da sich insbesondere die von GRONER ausgeführte Pollenanalyse als geeignetes Gerüst auch für die Auswertung der übrigen Grabungen in der Val Bever erwiesen hat, wird die Arbeit hier zum grössten Teil nochmals wiedergegeben und ergänzt.

GRABUNGEN IN DER VAL BEVER

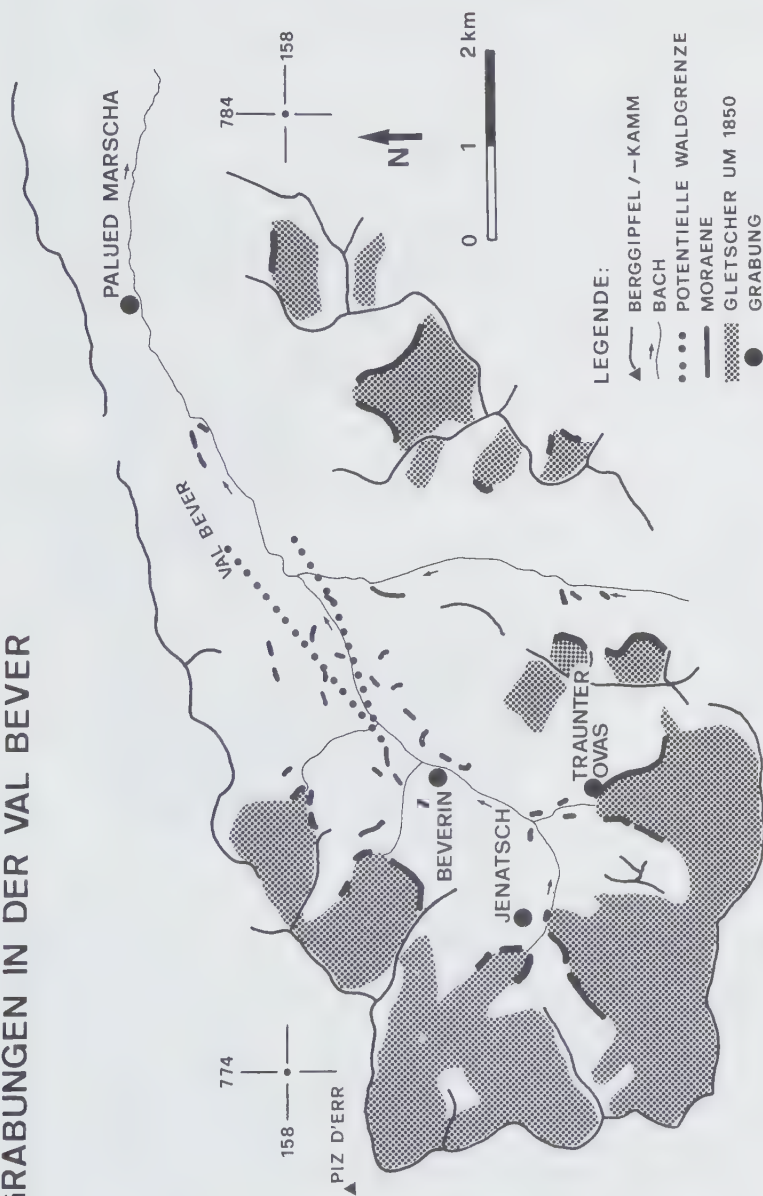


FIG. 9

2.4.1.1 Einleitung

Im Rahmen von zwei morphologischen Diplomarbeiten wurde im Sommer 1976 die hintere Val Bever kartiert (SUTER und SUTER, 1976). Die dabei festgestellte glazialmorphologische Situation ist in Fig. 10 festgehalten (vgl. auch Abb. 3). Das bei der Chamanna Jenatsch eingetragene Moor wurde im darauffolgenden Sommer aufgedigelt, eine radiometrische Altersbestimmung der untersten Gyttja ergab dabei ein Mindestalter von $8'630 \pm 165$ BP (UZ-140) für das Eisfreiwerden des Gebietes ausserhalb der neuzeitlichen Vergletscherung. Die bei der Grabung in 80 - 85 cm Tiefe festgestellte anorganische Einschaltung innerhalb der Gyttja wurde nach ersten Untersuchungen in den Labors des Geographischen Institutes als Gletschertrübe interpretiert. Um eine Sedimentation von glazigenem Material innerhalb des Moores zu ermöglichen, mussten die vereinigten Gletscher 2,3 und 4 (Fig. 10) über die neuzeitliche Grössenordnung hinaus vorstossen. Insbesondere mussten sich die Eismassen über das tektonisch angelegte Kerbtal des Baches B (Fig. 10 und 11) auf die Felsterrasse ausdehnen, da sonst jegliches Schmelzwasser direkt der Ova d'Err zugeflossen wäre.

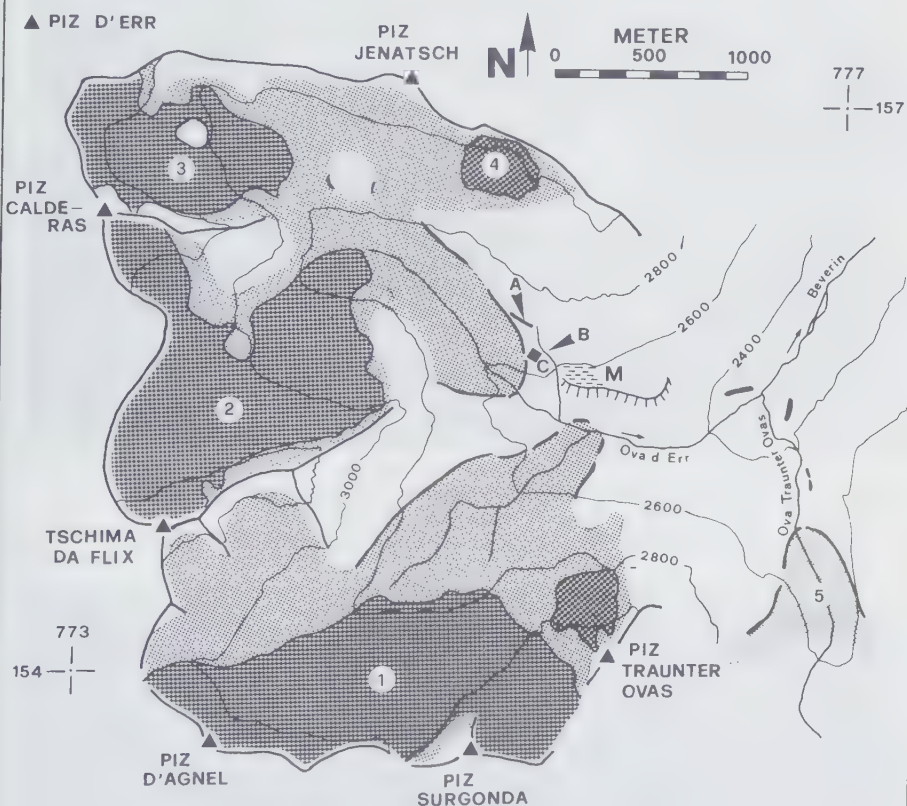
Deswegen kann man die Gletscherausdehnung, die die Sedimentation von Gletschertrübe im Moore Jenatsch bewirkte, sehr genau festlegen. Bei End- und Seitenmoränen dagegen konnte kein eindeutiger stratigraphischer Zusammenhang mit dem glazigenen Sediment festgestellt werden. Einzig die Moräne A (Fig. 10) lässt sich zu dem erwähnten Gletschervorstoss interpretieren. Der durch die Moorstratigraphie gesicherte Gletschervorstoss ergab nun die seltene Möglichkeit, durch eine neue Grabung das morphologische Ereignis auch pollenanalytisch abzustützen, was trotz den Schwierigkeiten, die sich aus der Höhenlage (2'580 m ü.M.) ergeben können, versucht wurde.

2.4.1.2 Profilbeschreibung (Fig. 12, Abb. 5)

Grabung 1979: Ab 150 cm Tiefe Blockmaterial der Grundmoräne.

- 150 - 125 cm: Kiesig-sandiges Material mit zwei dazwischengeschalteten unregelmässigen Lagen von sandiger Gyttja, bei ca. 130 und 146 cm.
- 125 - 115 cm: Gyttja (Braunmoos-, etwas Cyperaceenreste) mit gegen oben abnehmendem Anteil an anorganischem Material.
- 115 - 110 cm: Linsen von reinem Torf.
- 110 - 90 cm: Einheitliche torfige Gyttja, Ton- und Torfschmitzen, einzelne Kieslinsen.
- 90 - 85 cm: Gyttja mit Sand und Kies (bis 5 cm Korngrösse).
- 85 - 80 cm: Anorganische Einschaltung, Glazialton. Untergrenze scharf, durch wechselnde Mächtigkeit (bis max. 13 cm) verschieden tief.
- 80 - 78 cm: Undeutlicher (ruhiger) Uebergang Glazialton - Gyttja.
- 78 - 50 cm: Gyttja (Braunmoosreste) mit einzelnen Torfschmitzen, hoher Silt- und Tonanteil.
- 50 - 23 cm: Torfgyttja.
- 23 - 20 cm: Braunmoostorf.
- 20 - 8 cm: Braunmoosgyttja mit z.T. grösserem, anorganischem Material.
- 8 - 0 cm: Rezenter Wurzelhorizont; Gyttja, einzelne Sandeinschwemmungen (vor allem in der Randzone des Moores).

GLAZIALMORPHOLOGISCHE KARTE DER HINTEREN VAL BEVER



LEGENDE:

GLETSCHER

- ① VADRET D'AGNEL
- ② VADRET CALDERAS
- ③ VADRET D'ERR
- ④ VADRET JENATSCH
- ⑤ VADRET TRAUNTER OVAS

- MORÄNEN
- GLETSCHER UM 1850
- GLETSCHER 1971
- BERGGIPFEL/-KÄMME
- GEWÄSSER
- TERRASSE
- CHAMANNA JENATSCH
- MOOR JENATSCH

FIG.10

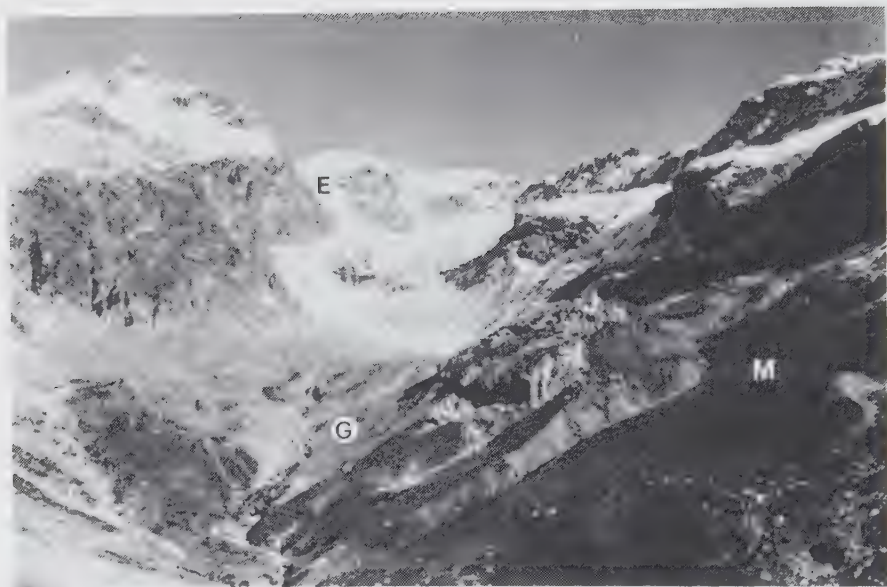


Abb. 3: Umgebung des Moores Jenatsch. Moor Jenatsch **M**
Vadret d'Err **E** Chamanna Jenatsch **J**
Gletschervorfeld Calderas-Err-Jenatsch **G**



Abb. 4: Grabung im Moor Jenatsch

2.4.1.3 Sedimentanalyse (85 - 80 cm Tiefe)

Eine mittels Siebanalyse und Araeometermethode durchgeführte Bestimmung der Korngrößenverteilung einer Mischprobe ergab einen Anteil von 53 % Ton ($< 2 \mu$) und 45 % Silt ($2 - 63 \mu$). Der sehr hohe Anteil an Feinmaterial lässt auf dieser Höhenlage nur den Schluss auf glazigene Aufbereitung zu.

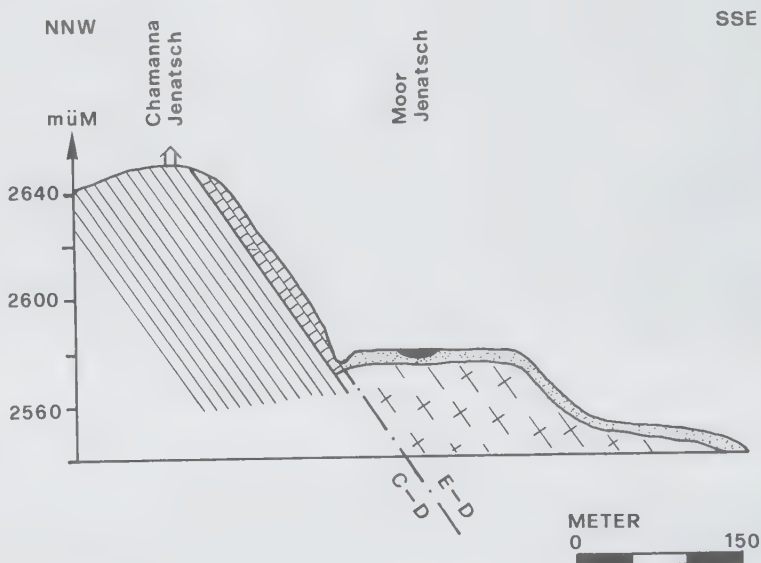
Durch eine Röntgen-Diffraktometer-Aufnahme einer Mischprobe konnten die Mineralien Quarz, Albit, Mikroklin, Biotit, Muskovit und Chlorit nachgewiesen werden. Diese entsprechen den von CORNELIUS (1935) festgestellten Mineralien der Gneise und Granite der Err-Julier-Decke, wie sie in der hinteren Val Bever anstehen. Nicht nachgewiesen werden konnten dagegen Calcit und Dolomit, die Mineralien der Sedimentgesteine, die im Fenster der hinteren Val Bever anstehen (Fig. 11). Dies ist verständlich, da im Moore reichlich CO_2 produziert wird, wodurch sehr kalkagresives Wasser entsteht. Auf chemischem Weg war es jedoch möglich, durch einen Nerckoquant Ca^{++} -Test (Firma Merck, Darmstadt), einen Gehalt von 2 - 3 % Calcium pro Gewichtseinheit einer Mischprobe nachzuweisen. Damit ist gezeigt, dass Calcit ursprünglich vorhanden war. Beim Sediment handelt es sich folglich um erratisches Material, da Kalk im Bereich des Moores nicht ansteht.

Der Nachweis der glazigenen Aufbereitung (Korngrösse) sowie die Feststellung, dass es sich um Erratikum handelt (chemischer Test), lassen die Schlussfolgerung auf Gletschertrübe zu.

Um allfällige Strukturen innerhalb der Ablagerung besser hervortreten zu lassen, wurde vom gesamten Ton-Silt-Paket eine radio-graphische Aufnahme gemacht (Abb. 6): Dunkle Lagen sind dabei eher als Ton, helle Lagen eher als Silt zu interpretieren. Es können mehrere Sedimentationsrhythmen (1 - 5) festgestellt werden. Die horizontale Struktur spricht für eine ruhige Sedimentation, und nicht etwa für eine Hangrutschung. Der aufgrund der ^{14}C -Datierung anzunehmende Zeitraum von 2'000 Radiokarbonjahren (siehe Pollenprofil, Fig. 12), während dem die Ablagerung erfolgte, lässt auf eine Erosionsphase schliessen, da die Sedimentationsdauer als sehr kurz anzunehmen ist. Die Erosionsphase ist dabei mit Sicherheit vor die Akkumulation zu stellen: Die etwa zwei Zentimeter mächtige Uebergangszone zur aufliegenden Gytja verläuft sehr ruhig und gröberes Material fehlt. Im Gegensatz dazu ist die Untergrenze des Glazialtones scharf, aber unruhig und gewellt und liegt über einer kiesig-sandigen Ablagerung (vgl. Profilbeschreibung). Daraus folgt, dass der Zeitraum der Sedimentation dem jüngeren ^{14}C -Datum sehr viel näher liegt als dem älteren.

GEOLOGISCHES PROFIL IM BEREICH DER CHAMANNA JENATSCH

2,5 FACH UEBERHOEHT



LEGENDE:

E-D: ERR-DECKE:
GNEIS

C-D: CARUNGAS-DECKE (ERR-DECKE
MITTELSCHENKEL?)
SALTERASSERIE (DOGGER)
AGNELLIKALKE (LIAS)

GRUNDMORAENE
MOOR JENATSCH



Profil nach Cornelius 1950 und Handke 1977

FIG.11

2.4.1.4 Vegetationsaufnahme

Die Pflanzenaufnahme des Moores und der näheren Umgebung (Jungvieh-Alpweide) erfolgt qualitativ; der Bedeckungsgrad wurde dabei grob geschätzt, so dass eine Zuordnung vorgenommen werden konnte. Es handelt sich im folgenden um alpine Gesellschaften auf nährstoffarmen, sauren Böden.

Ein Wollgrasried (*Eriophoretum scheuchzeri*) umfasst die zentralen, vom Wasser nur wenig bedeckten und sumpfigen Flächen mit fast ausschliesslich Wollgras. Die inselartigen Torfbülten, vor allem in der Randzone des Moores, werden von einem Braunseggenried (*Caricetum fuscae*) eingenommen. Häufig kommen hier Rasenbinse (*Trichophorum caespitosum*) sowie Ganzblättrige Primel (*Primula integrifolia*) und Isländisch Moos (*Cetraria islandica*) vor. Die Uebergangszone vom Moor zum Hang muss als Krummseggenrasen (*Caricetum curvulae*) beschrieben werden, mit einigen Vertretern aus verwandten oder fremden Gesellschaften; z.B. Krautweide (*Salix herbacea*), Einblütiges Hornkraut (*Cerastium uniflorum*), Borstgras (*Nardus stricta*). Die Umgebung des Moores mit einzelnen grösseren Flecken von Goldfingerkraut (*Potentilla aurea*) und Alpenmargerite (*Chrysanthemum alpinum*) ordnen wir ebenfalls als (artenreicher) Krummseggenrasen ein. Durch die Beweidung werden hier auch mehrere Charakterarten der Borstgras- und Milchkrautweiden sowie der Hochstaudenfluren begünstigt. Beispiel: Alpenkratzdistel (*Cirsium spinosissimum*), Frauenmantel (*Alchemilla vulgaris*). Als Durchläuferpflanzen kommen auf Torfbülten und Weide vor: Knöllchenknöterich (*Polygonum viviparum*), Alpen-Liebstock (*Ligusticum mutellina*), getüpfelter Enzian (*Gentiana punctata*), Bayrischer Enzian (*Gentiana bavarica*), Bartschie (*Bartsia alpina*).

2.4.1.5 Aufbereitung der Proben

Die an Ort und Stelle in Plastiksäcken verpackten Proben wurden innerhalb von sechs Monaten im Labor präpariert. Entkalken erwies sich als unnötig; alle Proben wurden mit KOH behandelt, 0,5 mm gesiebt und dekantiert. Nur einmal konnte auf HF-Behandlung verzichtet werden; für die Ton-Silt-Sedimente musste der Schritt (40 Min. im Wasserbad) noch zweimal wiederholt werden. Anschliessend wurde mit HCl und Wasser ausgewaschen, nochmals gesiebt (160 µ); dann mit Alkohol und Essigsäure entwässert. Nach der Acetolyse und mehrmaligem Auswaschen mit Wasser und Alkohol wurden Glycerin-Gelatine-Präparate hergestellt.

Abb. 5: Profil Jenatsch-Hütte

- Torfobergrenze 1
- Braunmosstorf 2
(2'565 ± 65 BP,
UZ-258, vgl. Fig.12)
- Glazialton 3
- Grundmoräne 4

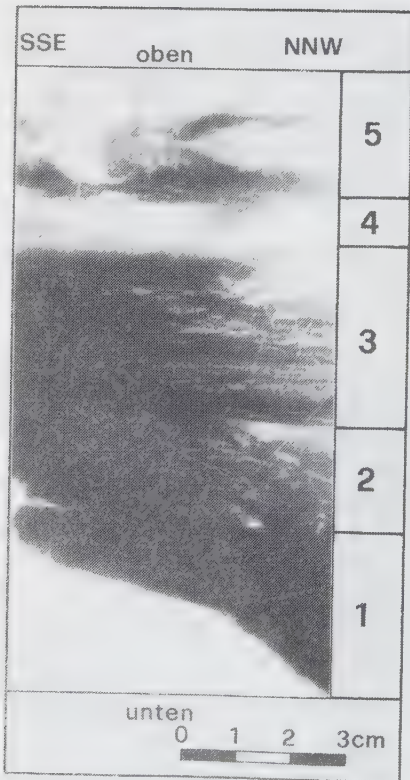
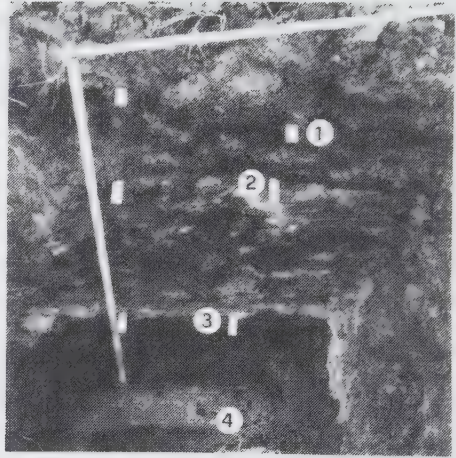


Abb. 6: Positiv der radio-graphischen Aufnahme

2.4.1.6 Zählung - Berechnung - Darstellung

Mit einer Ausnahme wurden alle Proben auf 300 Baumpollen ausgezählt und dazu die üblichen Bestimmungsschlüssel herangezogen.

In der ersten, als Uebersicht gedachten Darstellung sind alle ausgezählten Pollen und Sporen prozentual berücksichtigt (Fig. 12, Hauptdiagramm I, Pollensumme I). Hier sind auch die 14C-Datierungen eingetragen. In einigen Fällen mag die rechnerische Trennung von Fernflug- und Lokalpollen angebracht sein; immer vorausgesetzt, dass die in Frage kommenden 'Liefergebiete' (Oekologie) und die klimatischen Verhältnisse bekannt sind. Gerade in Profilen aus der alpinen Stufe, wo nebst den Baumpollen wohl auch ein grösserer Anteil von Krautpollen aus der Ferne eingeweht sein kann, ist diese Unterscheidung kaum durchzuführen. Damit können auch keine genauen Aussagen zur Vegetationsentwicklung oder Klimageschichte gemacht werden (vgl. HEITZ, 1975; zum Profil STALLERBERG, 2'450 m). Wir haben nach diesen Ueberlegungen und unter Berücksichtigung der Definitionsschwierigkeiten ('Fernflug', 'Regionalflug') keine Abtrennungen ausser den üblichen (Cyperaceen, Pteridophyten) vorgenommen. Zu diesem Problem sei auf KUETTEL (1979, p. 21) und die dort erwähnte Literatur hingewiesen.

Für alle weiteren Diagramme und Kommentare diene die Summe der Baumpollen (BP), Strauchpollen (STP) und Nichtbaumpollen (NBP) als Bezugssumme (PS II). Die davon ausgeschlossenen Pteridophyten und Cyperaceen - letztere als streng lokale Produktion betrachtet - werden in Prozent dieser Bezugssumme dargestellt.

Im Hauptdiagramm II sind nur die häufigeren Nadelhölzer eingetragen; als einzelne Art zudem noch *Alnus viridis*. Alle anderen mengenmässig noch darstellbaren Pollentypen wurden in der Reihenfolge BP, STP, NBP im Hilfsdiagramm eingezeichnet. Innerhalb dieser Grobeinteilung ist keine Hierarchie oder Abfolge beabsichtigt. Die Werte für *Pinus Cembra* sind im Hauptdiagramm in der Pinuskurve enthalten; als Zusatzinformation wurden sie im Hilfsdiagramm separat und kommentarlos dargestellt. *Larix* wurde nirgends in den Proben gefunden. Dies ist wohl auch in unserem Fall mit der schlechten Verbreitung und geringen Erhaltungsfähigkeit der Lärchenpollen einerseits sowie der Ueberschneidung von *Pinus* (*P. silvestris*/Mugo) andererseits zu erklären. Nebst den selteneren Pollentypen sind schliesslich noch die Cyperaceen und Pteridophyten in Hilfsdiagrammen aufgeführt. Auf die ermittelte Pollenfrequenz und die Torfanalyse wird im Text eingegangen.

Für die Beschreibung und Auswertung wurden die Diagramme in mehr oder weniger homogene (voneinander verschiedene) Abschnitte unterteilt (A bis E). Danben ist auch unsere Zuordnung der Pollenzonen nach FIRBAS (1949/1952) eingetragen.

2.4.1.7 Pollenanalyse (Fig. 12)

Diagrammabschnitte:

Alle Angaben beziehen sich auf PS II.

A 146 - 127 cm Pinus-Corylus-Gramineen-Phase.

BP/STP: BP-Minimum (v.a. durch Gramineen bedingt); Pinus-Dominanz; Betula und Eichenmischwald (EMW) je etwa 1 - 2 %; hohe Coryluswerte, nach oben abnehmend. NBP: Gramineengipfel (39 %); liguliflore Compositen und Umbelliferen relativ häufig. Cyperaceen-Anteil klein, zunehmend.

B 127 - 85 cm Pinus-Picea-(Cyperaceen)Phase.

BP/STP: Höchste BP-Anteile im Profil (65 - 73 %); Abies tritt auf, mit zuletzt fast 5 %; Picea-Anstieg auf max. 20 %; kräftige Pinus-Phase, etwa gleichzeitig mit EMW-Gipfelchen. Pinus im weiteren Verlauf um 50 %; Picea-Rückgang (um 3 %); Corylus verliert an Bedeutung; Alnus viridis erreicht erstmals über 5 %. NBP: Umbelliferen, Compositen, Campanulaceen mit den grössten (aber wechselnden) Anteilen. Cyperaceen-Zunahme auf über 50 % bez. PS II. Pteridophyta: Selaginella Selaginoides im ganzen Abschnitt häufig (4 - 9 %).

C 85 - 80 cm Alnus viridis-Krautpollen-Phase.

BP/STP: Starker BP-Rückschlag; Betula, Abies, EMW fallen auf Werte unter 1 bzw. 2 %; Pinus und Picea mit zwei markanten Minima. Alnus viridis setzt plötzlich mit über 30 % ein, geht noch in C auf 15 - 20 % zurück. Corylus-Doppelgipfelchen; Alnus non viridis deutlich abgeschwächt. NBP: Alle Typen mit - zumindest 'lokalen' - Höchstwerten, besonders Ranunculaceen, Umbelliferen, liguliflore Compositen. - Cyperaceen steigen nach kräftigem Rückschlag wieder rasch. Pteridophyta: Selaginella fällt kurzzeitig auf 0 %. Botrychium lunaria-Typ bewirkt ausgeprägten Gipfel.

D 80 - 22 cm Pinus-Picea-Alnus viridis-(Cyperaceen)Phase BP/STP: Pinus-Dominanz schwächt sich ab zugunsten von Picea (Picea-Subdominanz); Betula, EMW mit unbedeutenden Anteilen, bis unter 1 %. Abies steigt zuletzt rasch auf 8 %. Fagus erscheint; dann Carpinus. Alnus viridis 13 - 20 %; Alnus non viridis um durchschnittlich 1 %. NBP: Wenig wechselnde Anteile der verschiedenen Typen. Artemisia-Typ während Ranunculaceen-Umbelliferen-Phase abgeschwächt. Graminee-Gipfel im obersten Teil.

E 22 - 3 cm Pinus-Alnus viridis-(Cyperaceen-Selaginella)Phase BP/STP:

Nach kurzem Anstieg gehen Pinus und Picea zurück; ähnlich auch Betula, EMW. Abies wieder bei 1 - 2 %. Castanea tritt zuoberst auf. Alnus viridis nur zuletzt etwas schwächer. NBP: Artemisia weiter um 1 %; Umbelliferen-, tubuliflore Compositen-, dann Caryophyllaceen-Zunahme; Plantago etwas häufiger. Liguliflore Compositen mit starkem Anstieg. - Cyperaceen mit sehr starker Zunahme und hohen Werten (120 - 150 %). Pteridophyten: Selaginella steigt auf 13 %.

Vegetationsentwicklung und zeitliche Stellung der Abschnitte:

Die hintere Val Bever liegt in einer pollenanalytisch heute ziemlich gut dokumentierten Region. Wir konnten unsere Resultate mit jenen vom Oberengadin (KLEIBER, 1974), vom Oberhalbstein (HEITZ, 1975) sowie vom Albula (BURGA, in: MAISCH, in Vorbereitung) vergleichen. Hierzu sei auf die frappante Ähnlichkeit des vorliegenden Diagramms (Zonen V/VI) mit dem von St. Moritz/Meierei (KLEIBER, 1974), aber auch mit dem Diagramm von Bivio (HEITZ, 1975) hingewiesen. Die folgenden Angaben zur Wald-(Baumpollen)Entwicklung müssen in einem allgemeinen, regionalen Rahmen gesehen werden, da ja das Moor immer (weit) ausserhalb des bewaldeten Gebietes lag (vgl. Kap. 2.3.4, Fig. 9). Ferner ist zu berücksichtigen, dass beim meist geringen jährlichen Zuwachs in der alpinen Stufe die Abfolge im Moor stark komprimiert vorliegt (vgl. Kap. 2.2.2).

Die Abgrenzung des Diagrammabschnittes A nach oben ist einerseits gegeben durch den Sedimentwechsel in 125 cm Tiefe, andererseits durch die damit verursachten Änderungen in den Kurvenbildern. Mit der zu Ende gehenden Corylus-Phase und den abgeschwächten EMW-Anteilen darf dieser Abschnitt dem Boreal zugerechnet werden. Die Dominanz von Pinus, das Einsetzen von Picea und das Fehlen von Abies unterstützen diese Zuordnung. Mit Hilfe der 14C-Datierung der organischen Basis (Tongyttja, 122 - 125 cm Tiefe) von $7'810 \pm 85$ BP (UZ-275) ist die Grenze V/VI etwas oberhalb von A/B zu legen. Es ergibt sich auch ein Mindestalter für die durch einen Gramineengipfel ausgezeichnete Klimadepression: Aufgrund des Alters sowie des Kurvenverlaufes kann sie mit der Oberhalbsteiner-Schwankung (HEITZ, 1975), die heute für den Zeitraum von $8'700 - 8'000$ BP angegeben wird, verglichen werden. Mit dem erwähnten Datum ist auch die Einwanderung von Picea abies in die Region Oberengadin ein weiteres Mal festgehalten. Der Picea-Anstieg am Beginn B fällt überdies mit dem Einsetzen der - allerdings flachen - Abieskurve zusammen.

Die sich an der Oberhalbsteiner-Schwankung abzeichnende Klima-verbesserung wird gestützt durch den auf eine hohe Waldgrenze hindeutenden Holzfund (Arve $8'085 \pm 95$ BP, UZ-179) aus der Grabung Beverin (Kap. 2.4.3).

In ca. 100 - 110 cm Tiefe (mittlerer Abschnitt B) ist ein zweiphasiger Baumpollenrückgang zu sehen, der wahrscheinlich der Misoxer-Schwankung, die in den Zeitraum von $7'200 - 6'000$ BP fällt (ZOLLER, 1960, 1977 a) zugeschrieben werden kann. Die zugehörige Picea-Depression im Diagramm scheint für diese Schwankungen charakteristisch zu sein. Abgesehen von diesem Zeitraum des Stagnierens schreitet im Moor Jenatsch die Verlandung kräftig voran, was durch wiederholte Cyperaceenzunahme und nach oben selten werdende Pediastrum- und Diatomeenfunde belegt wird.

Die stark geknickten Kurven an der Grenze B/C entsprechen den im Moore aufgedigerten stratigraphischen Verhältnissen. Die Tonbasis (C-Untergrenze) fällt zusammen mit den tiefsten BP-,

Chamanna Jenatsch 2580 m

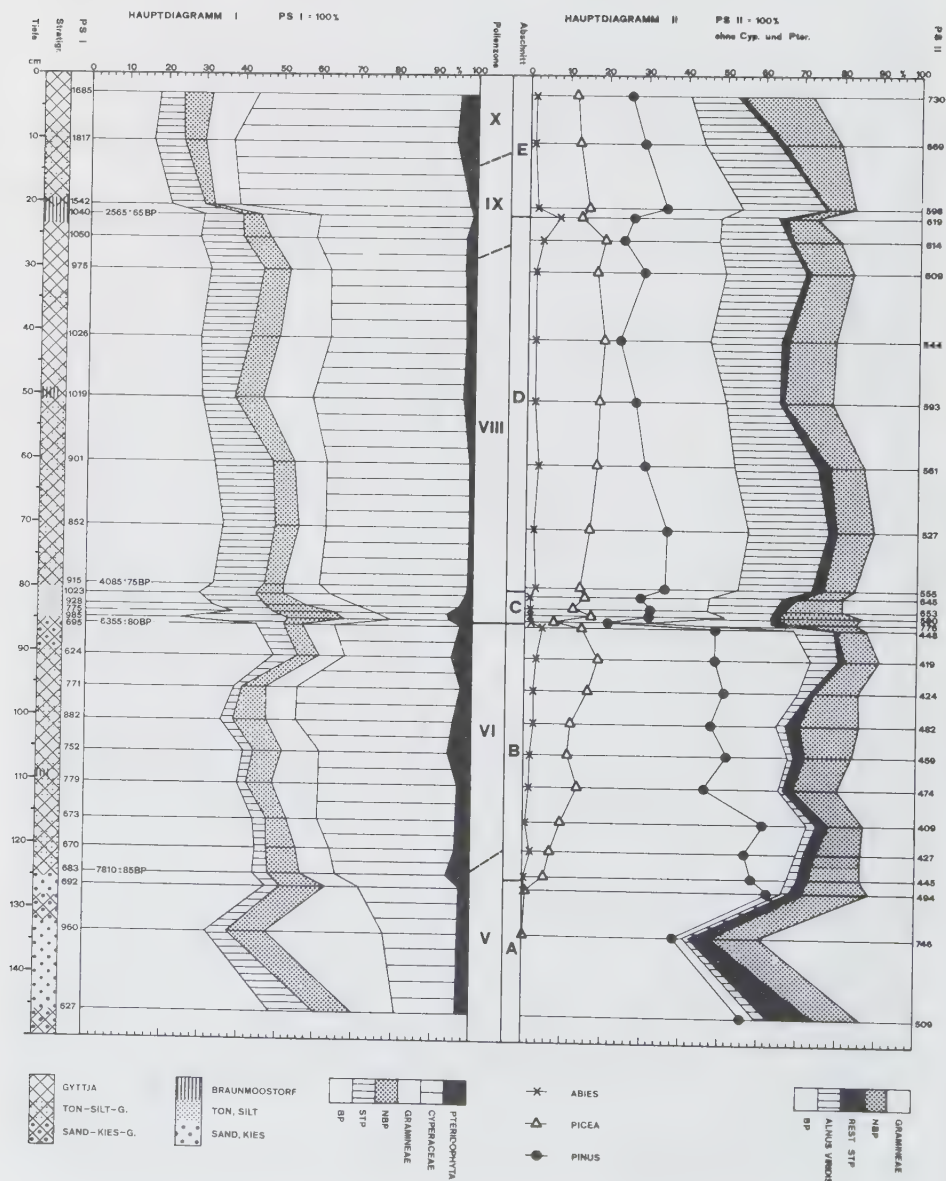


FIG.12

PF

 $100/\text{cm}^2$

○ 1 Pollenkörner
● 2

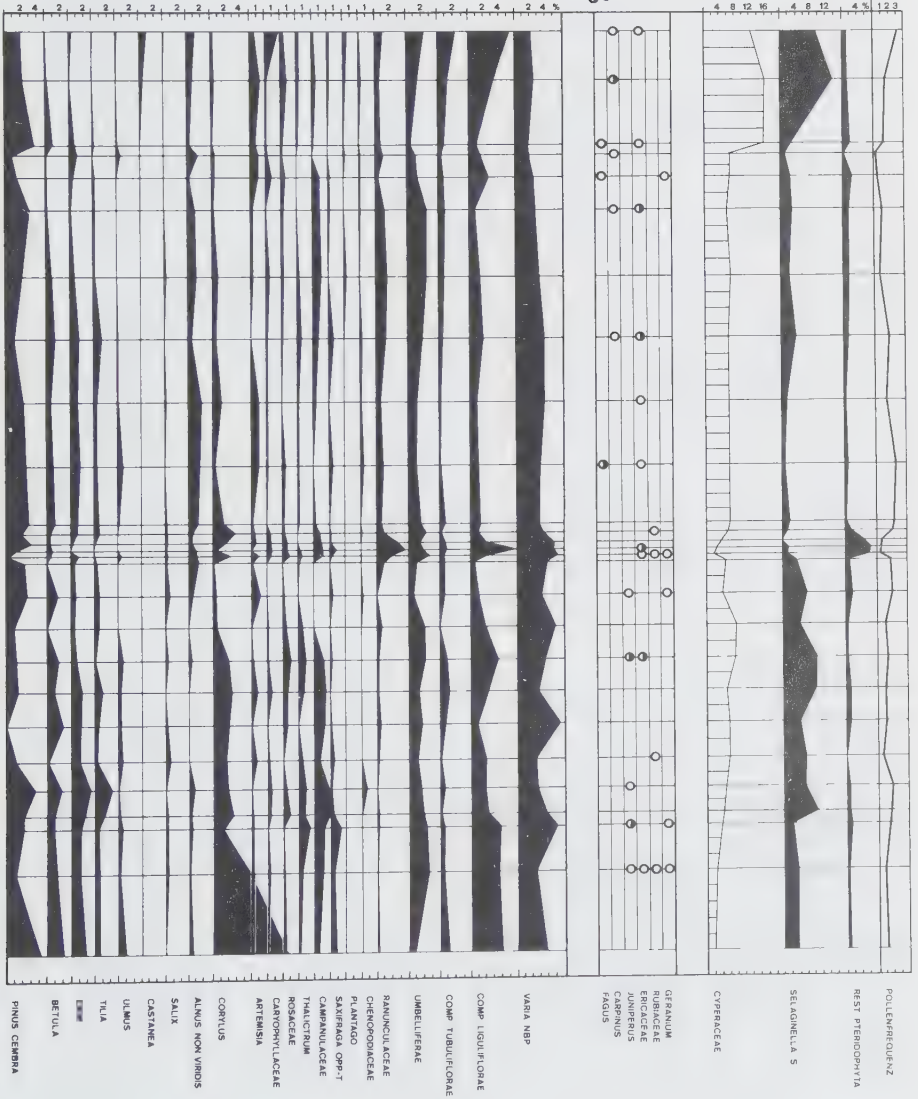


FIG.12

Cyperaceen- und Pollenfrequenzwerten einerseits und den Peak-Ansatzstellen der meisten Krautpollen andererseits. Damit handelt es sich um einen deutlichen Klimarückschlag, wie er bereits aus der glazialmorphologischen Situation postuliert wurde. Die steilen Stufen der 'Kurven' und das kräftige Hochschnellen der Grünerlenprozentage von etwa 8 auf über 30 % sprechen deutlich für eine Sedimentationslücke an dieser Stelle - also für das Fehlen von Ablagerungen, wie man sie bei normaler Sedimentation eigentlich erwarten würde (d.h. eine mehr oder weniger stetige Abnahme von Pinus sowie eine gleichmässiger Entwicklung der Grünerlenwerte). Dies geht aus allen vergleichbaren, publizierten Pollendiagrammen hervor. Aufgrund dieser und der bereits dargelegten sedimentologischen Befunde und der direkt unter und über dem Ton gemessenen radiometrischen Daten fehlen im Profil das höchste Aeltere sowie das Jüngere Atlantikum.

Wir haben versucht, mit Hilfe einer Radiographie die eventuell vorhandene Schichtung im Glazialton und damit die einzelnen Sedimentationsphasen zu erfassen (siehe oben und Abb. 6). Da die entsprechenden Proben ziemlich verschiedene Pollenspektren aufweisen, scheint sich eine Interpretation geradezu aufzudrängen; wir haben davon abgesehen, besonders weil genauere Untersuchungen fehlen und damit eine zufällige oder z.B. korngrössenabhängige Pollenverteilung nicht ausgeschlossen werden kann. Immerhin ist zu erkennen, dass die Cyperaceen die vergrösserte Wasserfläche sofort wieder reduzieren. Die berechneten Pollenfrequenzen sind bei drei von vier Tonproben sehr niedrig, was für eine relativ rasche Ablagerung und - angesichts der Cyperacee-Entwicklung - für eine schnelle Verlandungsphase spricht. Anhand des Datums von rund 4'000 BP (frühere Subboreal) unmittelbar über dem Glazialton und aus dem beschriebenen Kurvenverlauf parallelisieren wir C mit der Piora-Schwankung (5'400 - 4'300 BP) bzw. mit deren Endphase (ZOLLER, 1960, 1977a). Die Grenze B/C entspricht somit der 'Zonengrenze' VI/VIII.

Der Beginn des Torfwachstums direkt über dem Glazialton fällt zusammen mit einer allgemeinen Klimagunst. Dies wird erneut durch einen Holzfund (Arve: 4'260 $\pm$ 70 BP, UZ-280) aus der Grabung Beverin (Kap. 2.4.3) bestätigt, der auf eine hohe Waldgrenze hindeutet.

Die häufigen *Pediastrum*-Funde und die wechselnde Zahl von Diatomeen in D weisen, bei gleichmässigen Cyperaceen-Werten, auf ein Stagnieren in der Moorentwicklung hin, *Picea* kann sich im Verlauf dieses Abschnittes (Subboreal) wieder etwas ausbreiten und wird, was die Prozente betrifft, fast so häufig wie *Pinus*. Damit hat die Fichte die während der Piora-Schwankung verlorenen Areale nochmals erobert. Die Einwanderung von *Alnus viridis* erfolgt bereits am Ende des Aelteren Atlantikums, was sich im obersten Abschnitt B zeigen lässt. Das schlagartige Massenauf-treten am Beginn des Subboreals (C, D) weist darauf hin, dass die Grünerle schon im - hier fehlenden - Jüngeren Atlantikum den grössten Teil ihrer heutigen Standorte erreicht haben dürfte. Nur andeutungsweise ist die Einwanderung von *Fagus* und etwas später jene von *Carpinus* in entfernteren Gebieten zu erkennen.

Die regelmässigen, wenn auch nicht zahlreichen Funde von Ericaceen- und Chenopodiaceen-Pollen sowie die besonders im oberen Teil von D verstärkt auftretenden Krautpollen (Umbelliferen, liguliflore Compositen, Campanulaceen u.a.) zeigen eine deutliche Waldauflockerung an (BP-Abnahme).

Wieweit sich klimatische Einflüsse und menschliche Rodungstätigkeit überlagern, soll hier nicht diskutiert werden. - Die als Grenze D/E gewählte Braunmoostorfschicht ist durch das Abies-Maximum und einen Gramineen-Gipfel einerseits, wie auch durch eine Picea-Abnahme auf rund 13 % und minimale Pollenfrequenz andererseits gekennzeichnet. Das im Braunmoostorf ermittelte Alter von rund 2'500 BP erlaubt diese Klimaverschlechterung mit der Schwankung Göschenen I (2'600 - 2'300 BP, ZOLLER et al, 1966, ZOLLER 1977a) zu parallelisieren (vgl. auch Kap. 2.4.2). Damit kann das Verhalten der Gramineen, von Picea und der verstärkte Anteil von fernverwehten Pollen (Abies, EMW) erklärt werden. - Die Grenze Subboreal/Aelteres Subatlantikum (VIII/IX) dürfte in etwa 25 - 30 cm Tiefe zu ziehen sein.

Nach dem erwähnten Klimarückschlag konnte sich der Wald nur wenig erholen (Abschnitt E). Gegen oben wird zunehmend der menschliche Eingriff ins Waldbild spürbar. Auf die verstärkte Rodungstätigkeit weisen die rasch ansteigenden Kurven der Umbelliferen, Compositen, Caryophyllaceen und von Selaginella sowie die höheren Anteile von Artemisia, Plantago und der Rosaceen. Als einzige Kulturpflanze ist Castanea in den beiden obersten Proben zu finden. - Das Moor Jenatsch muss im Aelteren Subatlantikum (IX) bereits völlig verlandet gewesen sein (keine Diatomeen; Cyperaceen-Maximum). Diatomeenfunde und das Zurückgehen der Cyperaceen-Prozente lassen für den jüngsten Zeitabschnitt wiederum auf etwas offene Wasserfläche schliessen, wie sie heute zu finden ist.

2.4.1.8 Zusammenfassung

Im Profil Jenatsch-Hütte gelang es erstmals, die Endphase der Piora-Schwankung sowohl pollenanalytisch als auch glazialmorphologisch nachzuweisen. Der Vadret Calderas muss dabei leicht über die Grössenordnung der neuzeitlichen Hochstände hinaus vorgestossen sein.

Rein pollenanalytisch konnten zudem noch die Oberhalbsteiner-, die Misoixer-Schwankung sowie die Kaltphase Göschenen I belegt werden.

2.4.2 Profil Traunter Ovas (Koordinaten: 776870/154770,
2'510 m ü.M.)

Situation:

Die Grabung liegt im Bereich der äusseren Grenze des Gletscher-vorfeldes des Vadret Traunter Ovas. An dieser Stelle zeigt sich eine Anlagerung eines neuzeitlichen Hochstandes an eine vorneu-zeitliche Moräne.

Die zeitliche Einordnung der neuzeitlichen Moräne erfolgte mit Hilfe des Originalmesstischblattes zum Dufour-Atlas (Kap. B.1.3.2) und aufgrund der Morphologie (Kap. B.1.2). Deutlich zeigt sich bei diesem Wall die schon gut bewachsene Aussenseite gegenüber der frischen Innenwand. Die äussere Moräne ist da-gegen schon vollständig bewachsen.

Profil:

Eine Grabung an der Innenseite des vorneuzeitlichen Walles er-gab folgendes Profil (Fig. 13): Die obersten 40 cm bestehen aus deutlich braun gefärbtem Material. Darauf folgt bis in eine Tiefe von 160 cm lockeres Moränenmaterial. In dieses eingeschal-tet finden wir zwei humose Horizonte (fAh), den ersten in 60 cm, den zweiten in 80 cm Tiefe. Bis in 125 cm Tiefe reichen rezente Wurzeln. Unter der lockeren Moräne folgt stark verkittetes Material.

Analyse (Fig. 13):

Rezenter Boden: Sowohl die pH- wie die organisch C-Werte deuten nicht auf eine Verlagerung hin. In geringem Masse ist sie je-doch bei den pedogenen Oxiden nicht ausgeschlossen; von einer Podsolierung kann aber mit Sicherheit nicht gesprochen werden. Diese sich widersprechenden Aussagen bezüglich pH und organisch C einerseits und pedogenen Oxiden andererseits könnten sich folgendermassen erklären lassen: Die durchwegs hohen Werte von organisch C deuten darauf hin, dass bei der Ueberschüttung des oberen fAh-Horizontes mit Moränenmaterial noch zusätzlich or-ganisches Material als oberste Auflage geschüttet wurde. Später erfolgte dann eine leichte Ueberprägung in Form einer geringen Verlagerung von Sesquioxiden.

fAh-Horizonte: Bei den beiden fossilen, humosen Horizonten handelt es sich um fossile Böden, wie sie bereits ausführlich von MUELLER (1975b) sowie von SCHNEEBELI und ROETHLISBERGER (1976) beschrieben wurden. Da im Bereich der beiden fAh-Hori-zonte weder eine pH-Veränderung noch eine Verbraunung festzu-stellen ist, müssen sie als Rohböden angesprochen werden. Auf-grund der notwendigen Probenmengen konnte nur Material des unteren fossilen Bodens zur 14C-Dateriung verwendet werden. Um

PROFIL TRAUNTER OVAS (2510 m ü. M.)

¹⁴C-ALTER

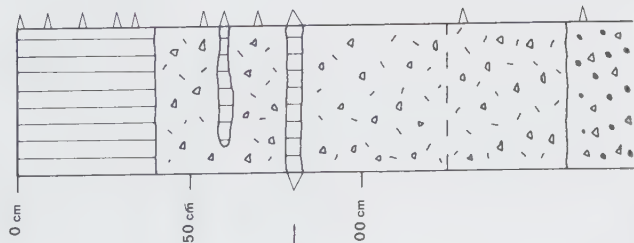
PROFIL

PROBE

ORG.C

pH

PEDOG.OXIDE



UZ-96: 2475 ± 95 BP

LEGENDE:

— BODEN

MORÄNE:

LOCKER

VERKITET

— REZENTE WURZEL-
UNTERGRENZE

0 4 8 ‰

0 3 5

0 2 ‰

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11

Fe_d

Al_d

0 4 8 ‰

0 3 5

0 2 ‰

BESTIMMUNGSMETHODE:

WALKLY UND
BLACK (IN
JACKSON, 1958)

MEHRA UND
JACKSON, 1960

FIG. 13

ein allfällig zu tiefes 14C-Alter durch allochthones, jüngerer organisches Material zu vermeiden, wurden alle Wurzeln sorgfältig herausgelesen. Zudem wurden im Labor die Huminsäuren chemisch eliminiert. Das aus der durchschnittlichen 14C-Konzentration des Bodenmaterials rechnerisch ermittelte Alter ergab $2'475 \pm 95$ BP (UZ-96).

Interpretation des 14C-Alters:

Bei den heutigen klimatischen Verhältnissen muss auf 2'500 m ü.M. ein Ranker (allenfalls ein verbraunter Ranker) als Klimax bezeichnet werden (Dr.P.FITZE, mündl. Mitteilung). Aufgrund der bisherigen Klimaforschung über den Zeitraum des Postglazials kann immer mit ähnlichen klimatischen Bedingungen gerechnet werden (PATZELT, 1977). Dies bedeutet, dass sich auch vor 2'500 Jahren BP ein Ranker, vielleicht sogar mit einer leichten Verbraunung hätte ausbilden müssen. Liegt nun aber, wie im Beispiel, nur ein Rohboden vor, so muss dessen Bildungsdauer kurz gewesen sein. Dies bedeutet, dass der Gletschervorstoss, der den Rohboden überschüttete, zeitlich nahe dem Bodentalter anzusetzen ist. Es ist also ein Gletschervorstoss zu postulieren, der zeitlich um 2'500 BP liegt und dabei die Grössenordnung der neuzeitlichen Hochstände erreichte. Zeitlich fällt dieser Gletschervorstoss mit der im Profil Jenatsch-Hütte (Kap. B.2.4.1) nachgewiesenen Kaltphase zusammen. Ebenso liegt auch die Kaltphase Göschenen I (ZOLLER et al, 1966) zeitgleich.

Der obere fossile Boden ist nach die Kaltphase Göschenen I und vor die Neuzeit zu setzen. Durch die Ueberschüttung dieses Bodens fällt ausserdem mindestens ein Gletschervorstoss in diesen Zeitraum, der in seiner Ausdehnung den neuzeitlichen Hochständen gleichzustellen ist.

2.4.3 Profil Beverin (Koordinaten: 777120/156480, 2'270 m ü.M.)

Das Moor liegt zwar 30 m unterhalb (aber rund 500 m Horizontal-
distanz entfernt) von der heutigen potentiellen Waldgrenze,
doch sind hier keine geschlossenen Bestände der Alpenrose mehr
zu finden - dies zeigt anschaulich den 'Taleffekt'. Wenn man
das verzögerte Ansteigen der potentiellen Waldgrenze (Kap. B.
2.3.3) berücksichtigt, so könnte man, bei Baumfunden aus diesem
Moor, mindestens auf eine den heutigen Verhältnissen entsprechen-
de Klimagunst schliessen. Aufschlussreich sind besonders zwei
datierte Arvenfunde aus der Grabung Beverin.

Arve 8'085 $\pm$ 95 BP (UZ-179):

Der rund 70 Jahrringe aufweisende Holzfund unterhalb der Torf-
basis zeigt, da er eingeschwemmt wurde, mit 2'270 m ü.M. eine
Mindesthöhe der damaligen Waldgrenze an. Auf die dadurch ange-
zeigte Klimagunst deutet auch ein Holzfund (8'160 $\pm$ 210 BP,
Ly-298) aus dem Vorfeld des Gornergletschers, der eine Eisaus-
dehnung kleiner als 1969 n.Chr. angibt (ROETHLISBERGER, 1976,
p. 88).

Arve 4'260 $\pm$ 70 BP (UZ-280):

Dieser rund 120 Jahrringe aufweisende Holzfund ergibt zusammen
mit dem Datum 4'085 $\pm$ 75 BP (UZ-259) aus dem Profil Jenatsch
(Kap. B.2.4.1) ein Mindestalter für die dort nachgewiesene
Piora-Kaltphase. Der Holzfund muss dabei im Zusammenhang mit
einer Reihe von Daten gesehen werden, die alle für den Zeit-
raum um 4'000 BP auf eine Klimagunst hinweisen. So insbesondere
der Arvenfund von MAISCH (1981) aus dem Val Tuors, auf einer
Höhe von 2'435 m ü.M.: 4'355 $\pm$ 80 BP (UZ-313). Daneben aber
auch der Arvenstamm aus einem Moor am Flüelapass von VUAGNEUX
(in FURRER et al, 1980). Das Moor liegt 40 m über der heutigen
potentiellen Waldgrenze und die Arvendatierung ergab ein Alter
von 3'515 $\pm$ 80 BP (UZ-120). Altersmässig dazwischen liegen
noch die Holzfunde von KAEGLI (1973, p. 25) und MARTIN (in
ROETHLISBERGER, 1976, p. 90) aus dem Bereich des Witenwasseren-
Gletschers (3'880 $\pm$ 100 BP, B-2'271) bzw. Glacier du Mont Miné
(4'030 $\pm$ 250 BP, Sa-229), die ebenfalls auf eine höhere als die
heutige potentielle Waldgrenze deuten.

Der Umstand, dass im Profil Beverin der jüngere Arvenstamm im
Profil höher liegt, jedoch älter als die stratigraphisch tiefer
liegende Torfbasis, erklärt sich daraus, dass hier zwei ganz
unterschiedliche Materialien miteinander verglichen werden.
Die Torfbasisprobe kann bei diesem geringmächtigen Moor mehrere
100 Jahre umfassen, während beim Holzfund nur die äusseren
Jahrringe datiert wurden.

Torfbasis 4'075 + 85 BP (UZ-148):

Es ist keine klimageschichtliche Interpretation möglich.

2.4.4 Profil Palüd Marscha (Koordinaten: 781970/15940,
2'010 m ü.M.)

Durch die Datierung der Torfbasisprobe über Glazialton, allerdings von einer Sandlage getrennt, sollte ein Hinweis über das Alter der spätglazialen Moränen bei Spinas bzw. Bever (Kap. C.4.1) erhalten werden. Mit $8'645 \pm 75$ BP (UZ-329) fiel das Alter jedoch wesentlich zu gering aus, da aus dem Profil Jenatsch (Kap. B.2.4.1) bereits bekannt ist, dass die Gletscher spätestens im Präboreal auf neuzeitliche Grössenordnung abschmolzen (vgl. auch PATZELT, 1977, p. 252). Auch das Alter einer Arve ($5'460 \pm 80$ BP, UZ-178) aus dem Moor ergibt keine Hinweise zur Klimageschichte. Wohl liegt das Datum im Bereich des Beginns der Piora-Kaltphase (ZOLLER, 1960), doch hätte nur eine radiodendroklimatologische Auswertung dies bestätigen können. Die Untersuchung musste jedoch unterbleiben, da die rund 150 Jahrringe zum Teil sehr schlecht erhalten waren.

2.5 Zusammenfassung

In den folgenden Abschnitten werden die Ergebnisse nochmals kurz dargestellt und mit den glazialmorphologischen und pollenanalytischen Befunden aus den österreichischen und Schweizer Alpen verglichen. Für Uebersichtsdarstellungen sei auf die Arbeiten von BURGA (1979), FRENZEL (1975, 1977), FURRER et al (1980), GROVE (1979), PATZELT (1977), ROETHLISBERGER et al (1980) und ZOLLER (1977b) hingewiesen.

10'200 - 9'500 BP:

Vorstoss der Gletscher in der hinteren Val Bever zum Beverin-Stand (Kap. C.4.1.5). Aufgrund der Schneegrenzdepressionswerte wird der Beverin-Stand dem Kromer-Stand gleichgesetzt (Kap. C.6.2.2). Diesen stellen GROSS et al (1978, p. 245) in den Zeitraum von 10'200 bis 9'500 BP. Da dieser Abschnitt noch sehr schlecht untersucht und zudem mit einigen Unsicherheiten und Widersprüchen behaftet ist (BEHRE, 1978), sind auch die obigen Zuordnungen mit Vorsicht aufzufassen.

um 9'500 BP:

Ova d'Err-Stand in der hinteren Val Bever, der nach dem Beverin-Stand, jedoch vor 8'600 BP anzusetzen ist (Kap. 6.3). In diesen Zeitraum fallen auch die Schlatten- (PATZELT und BORTENSCHLAGER, 1973, p. 65) und die Palü-Schwankung (BEELER, 1977, p. 262 und 264), die, wie der Beverin-Stand, nochmals ein Vorstossen der Gletscher über die Grössenordnung der neuzeitlichen Hochstände anzeigen.

Vor 8'980 $\pm$ 80 BP, jedoch noch in Pollenzone IV, stellt auch BURGA (1979, p. 173) einen markanten Artemisia-Gipfel mit Rückgang von Pinus und Larix fest.

vor 8'600 BP:

Der Vadret Calderas schmilzt spätestens im Präboreal auf neuzeitliche Grössenordnung ab (Kap. 2.4.1). Dies wird bestätigt durch eine Serie von Daten aus den Schweizer Alpen (FÜRER et al, 1980) sowie durch die Untersuchungen von PATZELT (1972, p. 53).

vor 8'000 BP:

Nachweis der Oberhalbsteiner-Schwankung im Profil Jenatsch (Kap. 2.4.1.7), die von HEITZ (1975, p. 22) für den Zeitraum um 7'700 BP angegeben wird. Eigene Datierungen (UZ-275: 7'810 $\pm$ 85 BP, Kap. 2.4.1 und UZ-179: 8'085 $\pm$ 95 BP, Kap. 2.4.3) stützen jedoch die Auffassung von ZOLLER (1977a), die Oberhalbsteiner-Schwankung vor 8'000 BP anzusetzen und sie mit der von PATZELT und BORTENSCHLAGER (1973) nachgewiesenen Venediger-Schwankung gleichzustellen (Fig. 1).

um 8'000 BP:

Ein Arvenfund (8'085 $\pm$ 95 BP, UZ-179) aus der Val Bever, über der heutigen potentiellen Waldgrenze, deutet auf eine Klimagunst mindestens heutigen Ausmasses hin (Kap. 2.4.3). Gestützt wird dies durch einen Holzfund (8'160 $\pm$ 220 BP, Ly-298) aus dem Vorfeld des Gornergletschers, der eine Ausdehnung kleiner als 1969 n.Chr. angibt (ROETHLISBERGER, 1976, p. 88).

7'200 - 6'300 BP:

Nachweis der Misoxer-Schwankung (ZOLLER, 1960, p. 82; 1977a) im Profil Jenatsch-Hütte (Kap. 2.4.1.7). ZOLLER (1977a) setzt das Ende der Schwankung um 6'000 BP. Aufgrund der eigenen Datierung im Profil Jenatsch-Hütte muss diese Grenze früher angesetzt werden, und zwar mit dem Mindestalter von 6'355 $\pm$ 80 BP (UZ-227).

Im benachbarten Oberhalbstein-Gebiet konnte HEITZ (1975, p. 55) im Profil Sur die Misoxer-Schwankung ebenfalls nachweisen.

KING (1974, p. 97) weist für die Zeit von 7'500 - 6'000 BP eine Kaltphase im Sustenpassgebiet nach, die zumindest zeitlich der Misoxer-Schwankung entsprechen könnte.

Hinweise auf eine Klimadepression in den Ostalpen ergeben sich aus den Daten der Frosnitz-Schwankung (PATZELT und BORTENSCHLAGER, 1973, p. 63) für den Zeitraum von 6'600 - 6'000 BP und Bunttes Moor (MAYR, 1968, p. 173) um 6'200 BP.

Nach dem Mindestalter von 6'355 $\pm$ 80 BP des Profiles Jenatsch-Hütte muss erneut die Frage aufgeworfen werden, ob sich Frosnitz- und Misoxer-Schwankung tatsächlich entsprechen (KING, 1974, p. 110); einige Skepsis scheint zumindest angebracht. Bis weitere Befunde vorliegen, sollte die Frage jedoch offen bleiben (PATZELT und BORTENSCHLAGER, 1973, p. 64).

5'400 - 4'300 BP:

Im Profil Jenatsch-Hütte (Kap. 2.4.1) konnte die Endphase der Piora-Schwankung (ZOLLER, 1960, p. 85; 1977a) erstmals sowohl pollenanalytisch wie glazialmorphologisch nachgewiesen werden. Der Vadret Calderas muss dabei knapp über die Grössenordnung der neuzeitlichen Hochstände hinaus vorgestossen sein.

Der Piora-Schwankung von ZOLLER entspricht die Rotmoos-Schwankung von PATZELT und BORTENSCHLAGER (1973, p. 62), wobei der nachgewiesene Vorstoss des Vadret Calderas eher Rotmoos 2 gleichzusetzen ist (Rotmoos 2 ist dem Zeitraum von 4'700 - 4'400 BP zuzuordnen).

Im Oberhalbstein-Gebiet konnte HEITZ (1975, p. 55) in den Profilen Julier und Sur die Piora-Schwankung ebenfalls nachweisen. Dabei gelang es ihm, das Ende der Schwankung mit 4'510 BP zu datieren, was mit den im nächsten Abschnitt angegebenen Befunden gut übereinstimmt.

um 4'000 BP:

In diesem Zeitraum lag die damalige Waldgrenze höher als heute die potentielle Waldgrenze (bezogen auf die obere Grenze des geschlossenen Alpenrosen-Gürtels). Dies ergibt sich aus folgenden Holzfunden: Val Tuors ($4'355 \pm 80$ BP, UZ-313, MAISCH, 1981), Mont Miné ($4'030 \pm 250$ BP, Sa-229, MARTIN in ROETHLISBERGER, 1976, p. 90), am Flüelapass ($3'935 \pm 165$ BP, UZ-90 und $3'515 \pm 80$ BP, UZ-120, VUAGNEUX in FURRER et al, 1980, p. 101), am Gotthard ($3'880 \pm 100$ BP, B-2271, KAEGI, 1973, p. 25), sowie im Raum Zermatt ($3'360 \pm 230$ BP, Ly-685, ROETHLISBERGER, 1976, p. 90). Alle diese Hölzer stützen den Fund aus der Val Bever ($4'260 \pm 70$ BP, UZ-280, Kap. 2.4.3) und ergeben eine Waldgrenze mindestens in heutiger Lage, möglicherweise aber auch über 100 m höher (MAISCH, 1981). BURGA (1979, p. 272) schreibt über diesen Zeitraum: "Für den Abschnitt von 4'000 - 3'100 BP sind in keinen mir bekannten Pollendiagrammen aus der Schweiz eindeutige Hinweise für klimatische Schwankungen vorhanden." - Auch dies ein Hinweis auf eine allgemeine Klimagunst.

Eine weitere Stütze liefern die Untersuchungen von ROETHLISBERGER et al (1980, p. 31), die aufgrund einer Jahrringkurve für den Zeitraum von 3'900 BP (Beginn der Kurve) bis 3'550 BP eine Warmphase belegen. Die von ihnen ermittelte anschliessende Kaltphase deckt sich mit der von PATZELT und BORTENSCHLAGER (1973, p. 62) nachgewiesenen Löbbenschankung.

Nach diesen Ergebnissen war der Zeitraum von 4'300 - 3'500 BP eine ausgesprochene Warmphase; die klimatischen Verhältnisse waren möglicherweise sogar etwas günstiger als heute.

2'600 - 2'300 BP:

Die von ZOLLER et al (1966, 1977a) nachgewiesene Klimadepression Göschenen I zeichnet sich auch im Pollenprofil Jenatsch-Hütte um 2'565 $\pm$ 65 BP (UZ-258) ab (Kap. 2.4.1.7). Die Bodendatierung Traunter-Ovas mit 2'475 $\pm$ 95 BP (UZ-96) zeigt einen anschliessenden Vorstoss des Vadret Traunter Ovas, der mit grosser Wahrscheinlichkeit ebenfalls in den Zeitraum der Kaltphase Göschenen I fällt (Kap. 2.4.2). Weitere Hinweise über diesen Zeitraum ergeben sich aus dem Fund einer 150-jährigen Fichte aus dem Vorfeld des Glacier de Ferpècle mit einem Alter von 2'450 $\pm$ 200 BP (Ly-611). Die Fundumstände geben an, dass um diese Zeit der Gletscher während mindestens 150 Jahren kleiner war als um 1920 n.Chr., und dass anschliessend die Fichte durch einen Gletschervorstoss überfahren wurde (ROETHLISBERGER, 1976, p. 90). In den hier behandelten Zeitraum fallen auch die Hochstände der letzten vorchristlichen Jahrhunderte; eine Hochstandsperiode, die in den Stubaier Alpen nachgewiesen wurde (MAYR, 1968, p. 173 ff).

2'300 - 500 BP:

In diesen Zeitabschnitt fällt ein Vorstoss des Vadret Traunter Ovas in der Grössenordnung der neuzeitlichen Hochstände (Kap. 2.4.2). Aufgrund der Ausbildung des fossilen gegenüber dem rezenten Boden ist man geneigt, den Vorstoss in einen älteren Abschnitt des hier behandelten Zeitraumes anzusetzen. Ob es sich jedoch um die Zeit der Kaltphase Göschenen II (ZOLLER et al, 1966, p. 155) handelt, muss offen bleiben.

C. S P A E T G L A Z I A L : D E R Z E I T R A U M V O R
1 0 ' 2 0 0 B P

1. EINLEITUNG

Unter dem alpinen Spätglazial versteht man den Zeitraum vom Beginn des Eisfreiwerdens der alpinen Täler bis zum Ende des letzten markanten Klimarückschlages, der Jüngeren Dryas (PATZELT, 1980, p. 13). Während das Ende dieses Zeitabschnittes unbestritten ist, herrscht über den Beginn des Spätglazials noch einige Unklarheit: PATZELT (1980b, p.13) setzt den Zeitpunkt zwischen 17'000 und 16'000 BP fest, während nach SCHLUECHTER (1976, p. 105) das Spätglazial erst nach 15'000 BP anzusetzen wäre, da zwischen 20'000 und 15'000 BP der zweite bedeutende 'Würm'-Vorstoß der Alpengletscher erfolgte. Ebenso gibt WELTEN (1979, p. 32) für das Spätglazial im Bereich Aaretal den Zeitraum von etwa 15'000 bis 10'000 BP an. Das noch zu besprechende 14C-Mindestalter für das Eisfreiwerden des Raumes St. Moritz im Oberengadin (Kap. C.5) stützt jedoch eher die Auffassung von PATZELT.

In den folgenden Abschnitten werden diejenigen Gletscherstände behandelt, die wesentlich ausserhalb des Hochstandes von 1850 liegen; also die spätglazialen; eine Zuordnung einzelner Stände ins Postglazial aufgrund vergleichender Untersuchungen erfolgt in Kapitel 6.

2. UNTERSUCHUNGSMETHODEN

Eine absolute zeitliche Einstufung der Gletscherstände, die wesentlich ausserhalb der neuzeitlichen Vergletscherung liegen, konnte im Untersuchungsgebiet nicht erfolgen. Nach der Basisdatierung im Moor Jenatsch (Kap. B.2.4.1) kann nur geschlossen werden, dass in der Val Bever diese Stände mindestens präborealen Alters sind. Die Möglichkeit der indirekten Datierung durch überregionale Vergleiche ist jedoch durch die Schneegrenzberechnung gegeben.

'Schneegrenze' wurde bereits im 18. Jahrhundert vom französischen Physiker BOUGUER eingeführt (in GROSS, 1974, p. 3). Seither ist der Begriff auf mehrere Arten definiert; ebenso existiert eine Menge von Berechnungsmethoden zur Bestimmung dieser Grenze - das verunmöglicht, einzelne Resultate miteinander zu vergleichen.

Es ist das Verdienst von PATZELT (1973), dieses Thema wieder aufgegriffen zu haben: Er diskutierte neu sowohl die Begriffe als auch die Methode zur Berechnung auf glaziologischer Grundlage (Massenhaushalt).

Von den österreichischen Kollegen stammen bisher folgende Arbeiten: GROSS (1974) führte an 93 Gletschern einen systematischen Methodenvergleich durch. Zugleich untersuchte er die Möglichkeit, mit Hilfe von Schneegrenzdepressionswerten einzelne Gletscherstände im regionalen Bereich zu parallelisieren, wie dies auch von BEELER (1977, p. 227 ff) für das Berninagebiet und von MUELLER (1975a, p. 40) für die Stadien des Rossboden-gletschers gemacht wurde. KERSCHNER (1976, 1978) untersuchte am Egesenstadium die Möglichkeit, Gletscherstände mit Hilfe von Schneegrenzberechnungen überregional zu vergleichen.

Aus diesen umfangreichen Untersuchungen hat sich zur Zuordnung von spätglazialen Gletscherständen eindeutig die glaziologisch begründbare Flächenteilungsmethode, mit einem Verhältnis von Akkumulations- zu Ablationsgebiet von 2:1, als überlegen erwiesen. Zum besseren Verständnis wird die Methode hier nochmals kurz erläutert, zusammen mit den notwendigen Begriffsdefinitionen. Eine grundsätzliche Uebersicht enthält die Arbeit von GROSS et al (1978).

2.1 Die Flächenteilungsmethode

2.1.1 Begriffe

- Firnlinie (GROSS et al, 1978, p. 226): "Am Ende des Haushaltjahres wird die temporäre Schneelinie zur Altschneelinie oder Firnlinie. Der Begriff der Altschneelinie ist vorzuziehen, da das Wort Firn nur im Zusammenhang mit Schnee verwendet werden soll, der schon eine Ablationsperiode überdauert hat."
- Firnlinie (ANONYM, 1969 in GROSS et al, 1978, p. 226): "Der englische Begriff 'firn line' ist auf den Zeitpunkt minimaler Ausdehnung der Schneedecke auf einem Gletscher oder in einem anders definierten Gebiet bezogen, der nicht zwangsläufig mit dem Ende des Haushaltjahres zusammenfallen muss." Der im Gletscherinventar der Schweiz (MUELLER et al, 1976) unter Firnlinie aufgeführte Wert entspricht tatsächlich der 'firn line'.
- Gleichgewichtslinie (ANONYM, 1969 in GROSS et al, 1978, p. 227): "Sie ist eine Linie, die alle Punkte auf einem Gletscher verbindet, deren Nettobilanz am Ende des Haushaltjahres gleich null ist."
- Schneegrenze (PATZELT, 1973, p. 50): "Unter Schneegrenze wird in Anlehnung an die in der Glaziologie gebräuchliche Terminologie (HOINKES, 1970, p. 57) die mittlere Gleichgewichtslinie eines Gletschers verstanden, die sich im Laufe eines längeren Zeitraumes auf eine mittlere Höhenlage eingestellt hat."
- Bezugsniveau (KERSCHNER 1976, p. 222 ff, KERSCHNER, 1978, p. 33, GROSS et al, 1978, p. 243): "Der Wert für das Bezugsniveau ist eine besondere Form des gewichteten Mittels der Gleichgewichtslinie von 1850. .. Zur Bestimmung des Bezugsniveaus wird die Oberfläche des entsprechenden spätglazialen Gletschers in einem Bereich, der in etwa seinem Akkumulationsgebiet entspricht, in Teilströme aufgeteilt. Jedem neuzeitlichen Gletscher und jedem grösseren unvergletscherten Karbereich wird ein Teilstrom zugeordnet, wobei bei gleichmässiger und geschlossener neuzeitlicher Vergletscherung die Anzahl der Teilströme die Anzahl der Gletscher nicht übersteigen sollte. .. Die Fläche der einzelnen Teilströme wird bestimmt und in weiterer Folge bei der Mittelbildung als Gewicht für den Wert der Gleichgewichtslinie von 1850 desjenigen Gletschers verwendet, der im Bereich des jeweiligen Teilstromes liegt. Wenn grössere, neuzeitlich unvergletscherte Gebiete im Einzugsgebiet des spätglazialen Gletschers liegen, müssen für diese Bereiche möglichst plausible und rechtfertigbare Schätzwerte für die Gleichgewichtslinie von 1850 eingesetzt werden. .. Das auf diese Weise bestimmte Bezugsniveau erlaubt die Angabe von Depressionswerten der Gleichgewichtslinie mit der Zuverlässigkeit und Trennschärfe, wie es zur Klassifizierung von spätglazialen Gletscherständen notwendig ist."

2.1.2 Methode

Eine Zusammenstellung der Flächenteilungsverhältnisse (Akkumulations- zu Ablationsfläche) von alpinen Gletschern, bei denen Massbilanzuntersuchungen vorliegen (PATZELT, 1973, p. 51) zeigt, dass bei ausgeglichenem Haushalt das Verhältnis bei den einzelnen Gletschern wohl verschieden ist, sich aber doch in engen Grenzen hält. Dabei dürfte ein Flächenverhältnis für einen ausgeglichenen Haushalt von 2:1 für alpine Gletscher ein guter Näherungswert sein. Zusätzlich hat PATZELT (1973, p. 51) gezeigt, dass "jeder durch Vorstossmoränen markierte Gletscherstand das Ausmass des Gletschers für den Zeitpunkt anzeigt, an dem der Gleichgewichtszustand erreicht war." Durch eine möglichst genaue Rekonstruktion eines Gletscherstandes lässt sich mit der Flächenteilungsmethode (2:1) die zugehörige Schneegrenze bestimmen.

Zur Berechnung eignen sich dabei am besten Gletscher mit gleichmässigem und nicht zu steilem Felsbett. Steilstufen im Ablationsbereich führen zu verstärkter Ablation, wodurch das Zehrgebiet verkleinert wird (GROSS, 1974, p. 28). Ebenso führen Steilstufen zu geometrischen Rekonstruktionsproblemen, was ebenfalls ein anderes Teilungsverhältnis notwendig macht (GROSS, 1974, p. 28).

Ueber die praktische Durchführung der Schneegrenzberechnung sei auf die Arbeiten von KERSCHNER (1976, p. 210 ff) und BEELER (1977, p. 229 ff) verwiesen.

Als Bezugswert für die Schneegrenze eines spätglazialen Gletscherstandes hat sich die Schneegrenze des Gletscherhochstandes um 1850 als am besten geeignet erwiesen (GROSS et al, 1978, p. 240). Dieser für das Postglazial charakteristische Gletscherstand ist bei jedem alpinen Gletscher gut rekonstruierbar und erfüllt zugleich die Bedingung des Gleichgewichtszustandes d.h. des ausgeglichenen Massenhaushaltes. Damit ist die Grundlage für gesamtalpine Vergleiche gegeben, was bei früheren Arbeiten (z.B. JEGERLEHNER, 1903) nicht der Fall war. Setzt sich ein spätglazialer Gletscherstand aus mehreren Teilströmen zusammen, so muss als Bezugswert auf das besprochene Bezugsniveau (Kap. 2.1.1) zurückgegriffen werden.

Als weitere Bezugsgrösse werden die Werte der Trendfläche vierten Grades der Schneegrenze um 1850 (Teil II, Kap. 3.2.2) dem Bezugsniveau gegenübergestellt. Dies mehr im Sinne eines Testes, denn es soll untersucht werden, ob die Trendfläche eine geeignete Bezugsfläche für spätere, grossräumige Vergleich darstellt.

3. DIE SCHNEEGRENZE DES GLETSCHERHOCHSTANDES UM 1850 IM UNTERSUCHUNGSGEBIET

Eine eingehende Besprechung sowie Auswertung der Daten zur Schneegrenze um 1850 erfolgt in Teil II, Kap. 3. Dabei werden die Daten aller 93 Oberengadiner Gletscher miteinbezogen. Bestimmt wurden die Werte mit der Flächenteilungsmethode. Die zu den einzelnen Ständen gehörende Gletscherabgrenzung erfolgte nach den im Kap. B.1 besprochenen Gesichtspunkten.

4. SPAETGLAZIALE GLETSCHERSTAENDE IM UNTERSUCHUNGSGEBIET (Tab. 5)

Obwohl KERSCHNER (1976, 1978) eine Basis für überregionale Vergleiche geliefert hat, wird mit der Val Bever für das Untersuchungsgebiet eine eigene Gliederung der Stände vorgenommen. Dies hat den Vorteil, dass bei später möglichen Interpretationen aufgrund neuer Erkenntnisse das lokale System problemlos zu verwenden ist (HEUBERGER, mdl. Mitteilung).

In einem zweiten Schritt wird dann die erarbeitete Gliederung mit dem lokalen System von BEELER (1977) aus dem Berninapassgebiet sowie mit dem in den Ostalpen gebräuchlichen System (HEUBERGER, 1968; MAYR und HEUBERGER, 1968; PATZELT, 1980b) verglichen.

Alle Stände sind mit zugehörigem Lokalnamen in der Karte (Kap. D) eingetragen. Die Bestimmung der Schneegrenze erfolgte auf Meter genau, um nicht noch einen mathematischen Rundungsfehler einzubringen. Dies trotz den Unsicherheiten, die sich bei der Gletscherabgrenzung ergeben können (KERSCHNER, 1978, p. 38). Eine Zusammenstellung der Daten folgt in Tab. 5.

4.1 Err-Gruppe

Die dem System namengebenden Stände sowie deren Aequivalente werden in der Abfolge vom ältesten Stand bei Bever bis zum jüngsten Stand Ova d'Err besprochen.

4.1.1 Bever-Stand (Abb. 7)

500 m westlich des Dorfkernes von Bever, beim neuen Wasserreservoir, zieht am orographisch linken Talhang eine Endmoräne deutlich gegen die Talmitte. Die Moräne ist sehr mächtig, morphologisch von frischem Aussehen und scharf geböschet. Das Zungenende lag bei diesem Stand im Bereich des neuen Schulhauses Bever. Bei dieser Gletscherausdehnung muss mit einem grösseren System gerechnet werden, das, neben der hinteren Val Bever, auch Eiszuschüsse aus der Suvretta da Samedan, vom Vadret Palüd Marscha, vom Piz Ot und sogar von der Valletta da Bever (südlich Spinaz) erhielt. Bei einer berechneten Schneegrenze von 2'551 m ü.M. und einem Bezugsniveau von 2'870 m ü.M. (Trenfläche: 2'860 m ü.M.) muss mit einer Schneegrenzdepression von rund 310 m gerechnet werden.

Der Beverstand ist für die Haupttalvergletscherung von entscheidender chronologischer Bedeutung. Mit einer Schneegrenzdepression von 310 m stiessen die vereinigten Gletscher Morteratsch/Roseg maximal bis gegen Bever vor. Bei einem weiteren Vorstossen wären sie nämlich unweigerlich mit dem Gletscher aus der Val Bever zusammengefloßen; dagegen spricht aber der Verlauf der besprochenen Endmoräne. Von einem solchen Stand des Haupttalgletschers im Raume Bever zeugen die Seitenmoränen nördlich von Samedan (GAMPER-SCHOLLENBERGER, in Vorbereitung). Aus der bestimmten Maximalausdehnung bei Bever und der anhand der genannten Seitenmoränen gewonnenen Eismächtigkeit im Raum Samedan folgt, dass die vereinigten Gletscher Morteratsch/Roseg auch den Raum St. Moritz-Bad nicht mehr erreicht haben (GAMPER-SCHOLLENBERGER, in Vorbereitung).

Als einzige, Bever-Stand äquivalente Gletscherausdehnung, ist der Stand Randolins in der Suvretta da San Murrezzan zu nennen. Er ist bereits auf der Karte von ZIEGLER (1876) angegeben.

Probleme ergaben sich bei der Schneegrenzberechnung zum Stand Randolins: Mit einer Minimum/Maximum-Methode, unter Einbezug der Suvretta da Samedan, konnte mit einem Mittel von 2'608 m ü.M. ein recht gut gesicherter Wert bestimmt werden. Ein weiteres Problem war die Bestimmung des Bezugsniveaus: Der aus der Trendfläche bestimmte Wert von 2'890 m ü.M. ist sicher zu tief, weil die haupttalnahen Gletscher vom Piz Julier nicht in die Rechnung eingingen, da deren Ausdehnung von 1850 nicht bestimmt werden konnte. Ein geschätztes Bezugsniveau von 2'910 m ü.M. dürfte aber realistisch sein und die Zugehörigkeit zum Bever-Stand rechtfertigen.

Ort	Stand	Schneegrenze m ü.M.	Bezugsniveau m ü.M.	Depression m	Trend- fläche	Dep. m
Val Bever	<u>Ova d'Err</u>	2'824	2'895	71	2'890	66
Val Bever	Bever Pitschen	?	2'770	?		
Val Bever	<u>Beverin</u>	2'797	2'895	98	2'890	93
Valletta da Bever	Funtauna	2'820	2'910	90		
Val Saluver	Saluver	2'790	2'910	120		
Julierpass	Tscheppa	2'673	2'795	122		
Val Bever	<u>Alp Val</u>	2'706	2'880	174	2'870	164
Piz Ot	Muottas	2'585	2'760	175		
Julierpass	Gügliet	2'665	2'860	195	2'860	195
Julierpass	Lagrev	2'525	2'770	245		
Val Bever	<u>Palüd Marscha</u>	2'638	2'880	242	2'880	242
Suvretta da Samedan	Suvretta	2'650	2'900	250		
Val Bever	<u>Spinas</u>	2'593	2'870	277	2'860	267
Valletta da Bever	Valletta	2'562	2'820/40	256/278		
Julierpass	Il Dschember	?	?	?		
Val Bever	<u>Bever</u>	2'551	2'870	319	2'860	309
Suvretta da S. Murezzan	Randolins	2'608	ca. 2'910	302	2'890	282
Julierpass	Il Dschember	?	?	?		

Tab. 5: Gletscherstände der Err-Julier-Gruppe (System SUTER):

Höhenlage der Schneegrenze für Gletscherstände, die wesentlich ausserhalb des Hochstandes von 1850 lagen. (Berechnung der Schneegrenze mit Hilfe der Flächen-teilungsmethode 2:1)

- Anmerkungen:
- Die dem System namengebenden Stände sind unterstrichen.
 - Die Namen der einzelnen Stände sind in der Karte (Teil I, Kap. D) eingetragen.

4.1.2 Spinas-Stand

500 m östlich der Bahnstation Spinas liegt eine mächtige, morphologisch frische und steil geböschte Endmoräne. Nach petrographischen Untersuchungen (Gneise aus der hinteren Val Bever) und Schneegrenzberechnungen muss dieser Stand einem Gletscher mit Kerngebiet in der hinteren Val Bever zugeordnet werden. Damit war der Gletscher vom Piz Ot sicher nicht allein an der Moränenbildung beteiligt. Ebenso zeigt die Lage der Endmoräne, dass das Eis in der Valletta da Bever, südlich Spinas, nicht mehr bis in den Talgrund der Val Bever reichte. Bei einer berechneten Schneegrenze von 2'593 m ü.M. und einem zugehörigen Bezugsniveau von 2'870 m ü.M. ergibt sich ein Depressionswert von rund 280 m.

Mit einem Depressionswert von 260 - 280 m ist der Stand Valletta äquivalent zum Spinas-Stand. Eine Unsicherheit liegt in der Bestimmung des Bezugsniveaus; denn die Schneegrenze um 1850 lässt sich auf der Nordflanke von Las Trais Fluors und Piz Padella nur schätzen.

4.1.3 Palüd Marscha-Stand (Abb. 8)

Das deutliche Zungenbecken bei der Lokalität Palüd Marscha wird durch einen doppelten Wall begrenzt, der im Gegensatz zu den älteren Moränen bei Spinas und Bever sowie den jüngeren bei der Alp Val morphologisch weit weniger frisch aussieht. Die Moränen, von KERSCHNER (1976, p. 138) beschrieben, fallen auch durch einen geringeren Böschungswinkel gegenüber den übrigen, oben erwähnten Ständen, auf.

Für eine Schneegrenzberechnung des Standes Palüd Marscha waren die Verhältnisse am Talausgang der Suvretta da Samedan entscheidend. Am orographisch linken Talausgang zeigt sich eine Serie schlecht erhaltener Wälle, die als Mittelmoränenkomplex des Suvretta- und Bevergletschers zu interpretieren ist. Unmittelbar dahinter schliesst ein etwas besser erhaltener Wall das Tal gegen die Val Bever ab. Berechnet man diesen Suvretta-Stand wiederum mit der Minimum/Maximum-Methode gegen die Suvretta da San Murezzan, so ergibt sich eine Schneegrenzhöhe von 2'650 m ü.M. und somit ein Depressionswert von 250 m. Eine annähernd gleiche Depression erhält man bei der Berechnung des Palüd Marscha-Standes, ohne Berücksichtigung eines Eiszuschusses aus der Suvretta da Samedan (Tab. 5).

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass bei der Maximalausdehnung der Palüd Marscha-Serie möglicherweise ein Eiskontakt zwischen dem Bever- und dem Suvretta-Gletscher bestanden hat. In der Schlussphase aber waren die beiden Eisströme sicher getrennt.



Abb. 7: Stand Bever, im Vordergrund Bever
 — Endmoräne --- angenommene Lage des Zungenendes
 S Spinas



Abb. 8: Stand Palüd Marscha, Blick von der orographisch
 linken Moräne ins Zungenbecken
 Z Zungenbecken M Moränen

GLETSCHERSTÄNDE IN DER HINTEREN VAL BEVER

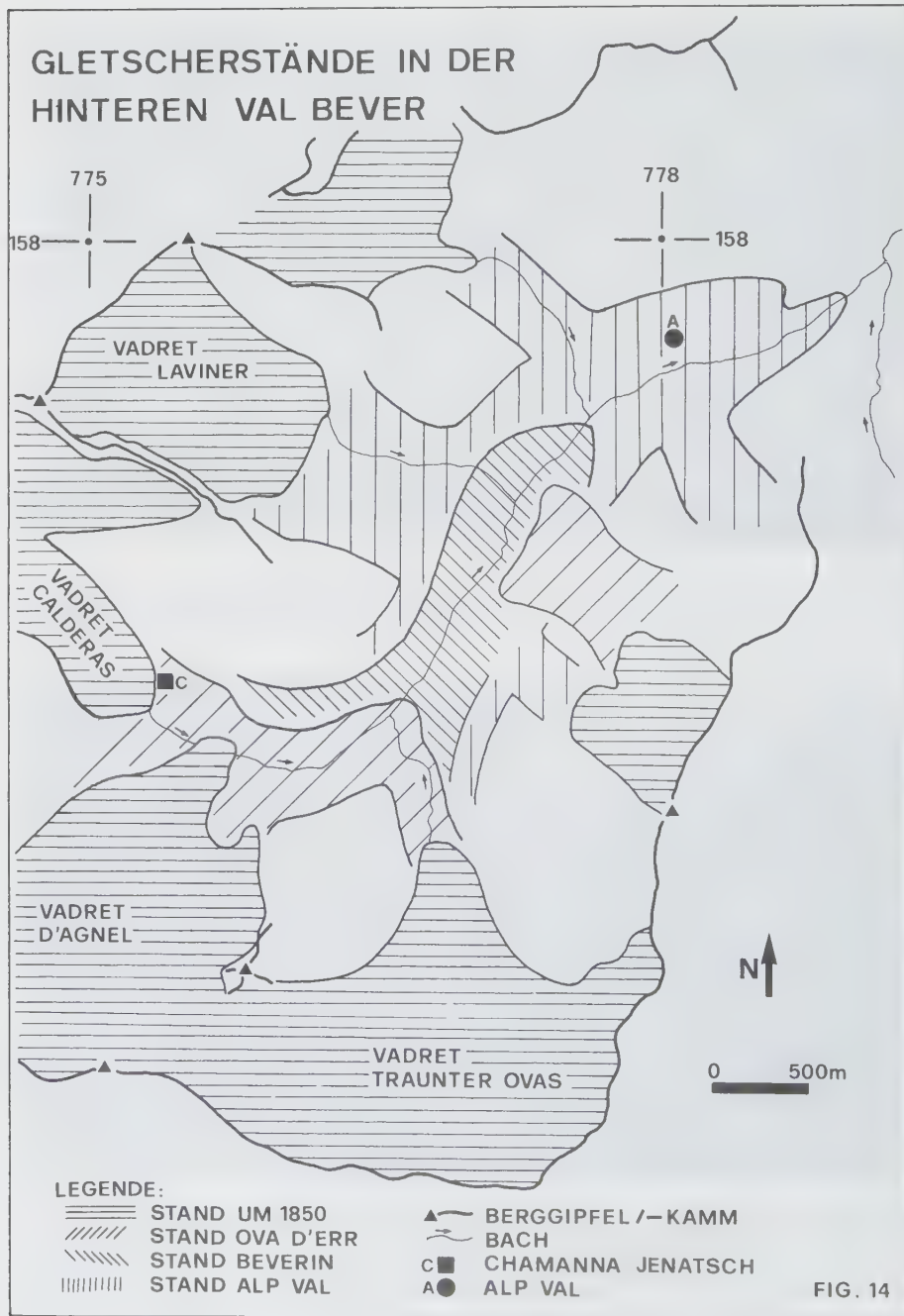


FIG. 14

Die Seitenmoränen auf beiden Flanken über der Alp Val, die auf 2'500 m ansetzen, lassen sich dem Palüd Marscha-Stand, aber auch den Ständen Spinass und Bever zuordnen. Die Existenz eines gleich hohen Seitenmoränenansatzes am rechten Talausgang der Suvretta da Samedan, wie ihn SALATHE (1961, Uebersichtskarte) und KERSCHNER (1976, p. 139) beschreiben, konnte nicht bestätigt werden.

4.1.4 Alp Val-Stand (Fig. 14,15 / Abb. 9)

Der morphologisch wohl interessanteste Teil des ganzen Untersuchungsgebietes ist der Raum Alp Val in der hinteren Val Bever. Das Relief ist hier geprägt durch glaziale Erosion und Akkumulation, durch fluviatile Erosion sowie durch Akkumulation von Bergsturzmaterial. Die meisten Vorgänge liefen gleichzeitig ab, so dass die einzelnen Formen miteinander verzahnt sind. Die Alp Val selber liegt in einem sogenannten Vorbecken, das durch glaziale Uebertiefung vor dem talabschliessenden Felsriegel Muot da Crasta entstand (VIDAL, 1979, p. 6).

Zur Chronologie: Der äusserste und damit auch der älteste Moränenkranz der vierteiligen Alp Val-Serie ist der Stand a (Fig. 15), der Alp Val-Stand (Tab. 5, 6). Wie die übrigen Moränen dieser Serie, sind auch die dem Stand a zugehörigen Wälle grobblockig, scharfkantig und von frischem Aussehen (KERSCHNER, 1976, p. 138). Neben dem Eis aus dem eigentlichen Kerngebiet, der hintersten Val Bever, erhielt der Gletscher dabei noch Zuschüsse vom nordexponierten Hang des Piz Bever, vom Vadret Lavinier sowie von dessen nördlichem Nachbargletscher (Fig. 14). Die Schneegrenzberechnung zu diesem Stand ergibt eine theoretische Höhe von 2'706 m ü.M. Bei einem Bezugsniveau von 2'880 m ü.M. beträgt die Schneegrenzdepression gegenüber 1850 174 m (Tab. 5). Dieser Wert ist demjenigen von KERSCHNER (1976, p. 140) - er erhielt 177 m - gleichzusetzen.

Der innere Moränenkranz, nach dem Alp Val-Stand, bildet den Stand b. Die Endmoräne b muss dabei im Sinne von ABELE (1974, p. 97) und HEUBERGER (1966, p. 9 ff) als Bergsturmoräne angesprochen werden. Nur im äussersten Bereich des ehemaligen Gletschers ist Bergsturzmaterial zu finden. Der Bergsturz muss also auf den sich noch bewegenden Gletscher niedergegangen sein, das Material wurde anschliessend im Bereich der Endmoräne, z.T. sogar als Endmoräne selbst, abgelagert. Als Liefergebiet kommt dabei der Hang südlich der Alp Val in Betracht, wo eine deutliche Abrisskante festzustellen ist. Eine eindeutige petrographische Zuordnung ist jedoch nicht möglich. Falls dies das Liefergebiet war, muss von einem Gletscher-Bergsturz (ABELE, 1974, p. 114) gesprochen werden, da dieses Gebiet gemäss den Schneegrenzberechnungen damals vergletschert war. Durch die mächtige Bergsturmoräne kam es zu einer Stauung der Beverin

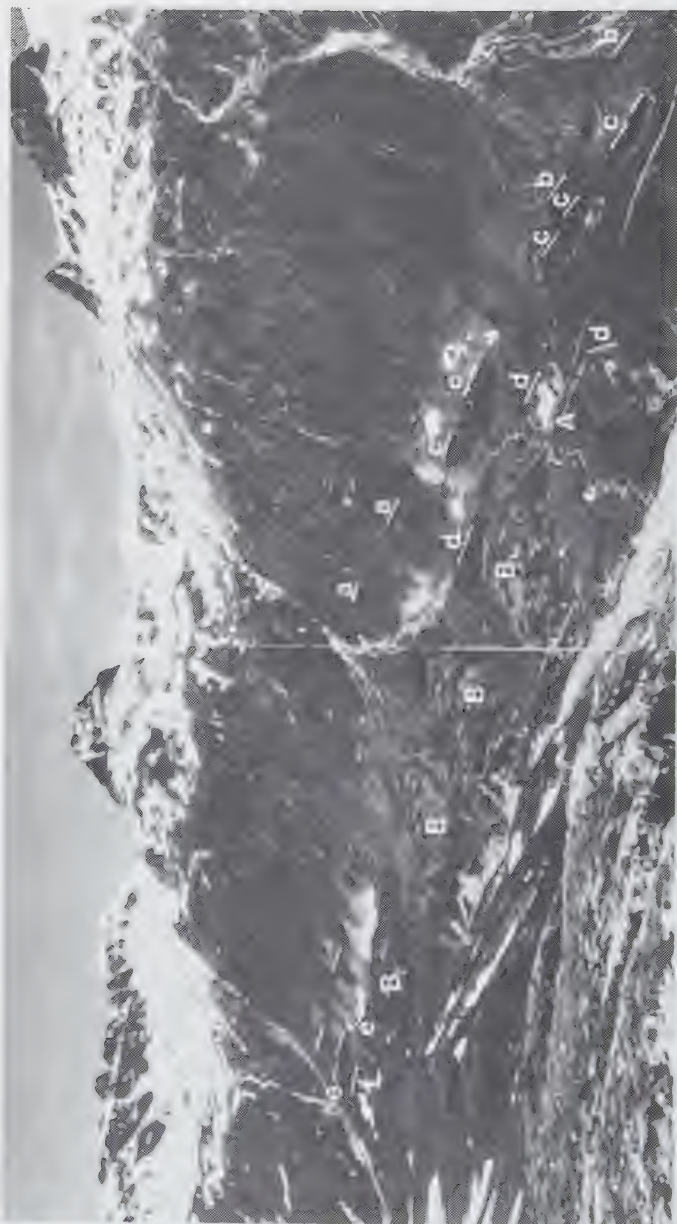


Abb. 9: Gebiet Alp Val

— Moräne (Index siehe Fig. 15)

A Stall Alp Val

B Bergsturz Lagerung

GLAZIALMORPHOLOGISCHE KARTE IM RAUME ALP VAL

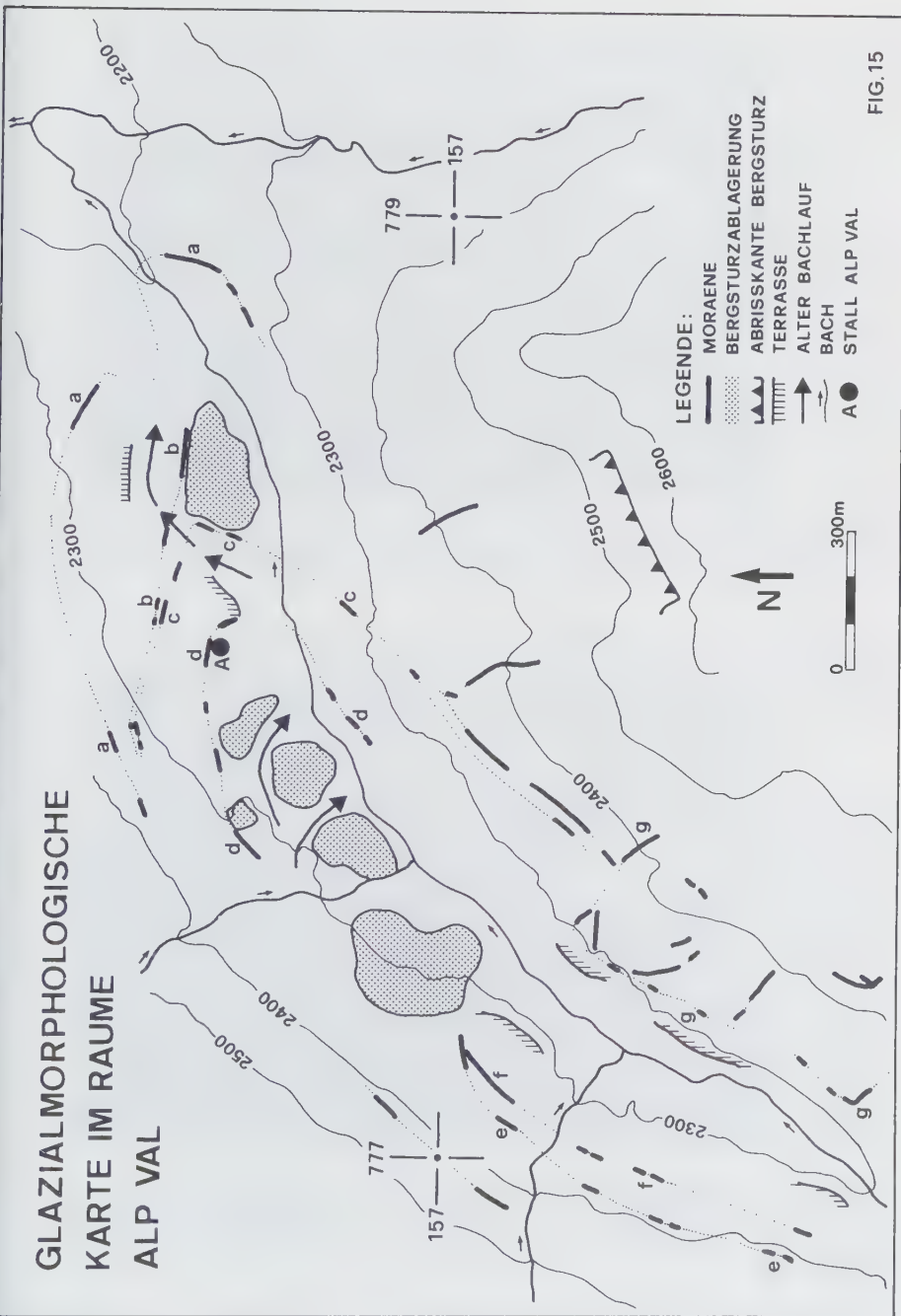


FIG. 15

und einer anschliessenden Ablenkung des Flusses nach Norden um die Moräne herum; darauf weisen heute noch deutliche Prallhänge hin.

Der Stand c reicht gerade noch bis zur Bergsturmoräne b. In den Moränen fehlt blockreiches Bergsturmmaterial; dadurch können die Bergstürze beim Stand b und d eindeutig voneinander getrennt werden.

Den innersten Stand der Alp Val-Serie bilden die Moränen d. Wiederum kam es zu einem Bergsturz, diesmal jedoch auf eine unbewegte Eismasse. Es prägte sich ein eigentliches Bergsturz-Toteisrelief aus (ABELE, 1974, p. 110). Als Beweis für diese Theorie kann geltend gemacht werden, dass das Bergsturmmaterial durch die Seitenmoränen d begrenzt wird und nicht am Gegenhang aufbrandete. Als im Gelände einzig sichtbares Liefergebiet kommt hier wiederum der Hang südlich der Alp Val in Betracht. Eine eindeutige petrographische Zuordnung ist jedoch auch hier nicht möglich.

Anschliessend an das Bergsturz-Toteisrelief des Standes d folgen die Moränen e und f, die bereits dem Beverin-Stand angehören (Kap. C.4.1.5). Die Moränen g in Fig. 15 werden hingegen dem Bever-Pitschen-Stand zugeordnet, der in meinem System dem Ova d'Err-Stand entspricht (Kap. C.4.1.6).

Dem Alp Val-Stand gleichzusetzen sind wegen der Morphologie der Moränen die Stände in der oberen Suvretta da Samedan sowie der oberen Suvretta da San Murezzan. Hohe Steilstufen schlossen allerdings eine Schneegrenzberechnung aus.

4.1.5 Beverin-Stand (Fig. 14)

1 km taleinwärts von den letzten Moränen bei der Alp Val schliesst eine doppelt ausgebildete Endmoräne an. Morphologisch lassen sich die beiden Wälle nicht von denen bei der Alp Val unterscheiden. Der Verlauf der Seitenmoränen zeigt an, dass mit dem Vadret Lavinier sicher kein Eiskontakt mehr bestand. Dagegen muss mit dem Eis von der NW-Flanke des Piz Bever noch ein geringer Kontakt vorhanden gewesen sein. Die aus dem verbleibenden Gletschersystem berechnete Schneegrenze ergibt einen Wert von 2'797 m ü.M. Bei einem Bezugsniveau von 2'895 m (Trendfläche 2'890 m ü.M.) errechnet sich der Depressionswert zu rund 95 m.

Zu einer gleichen Grössenordnung führt der Stand Funtauna. Der Stand Saluver zeigt einen höheren Wert. Da der Gletscher sehr klein ist, muss aber mit einer grösseren Unsicherheit gerechnet werden. Gewiss gehört der Stand Saluver aber nicht dem Stand Alp Val an.



Abb. 10: Stand Bever-Pitschen, Blickrichtung talauswärts
 — Moräne A Alp Val



Abb. 11: Endmoräne des Bever-Pitschen-Standes —

4.1.6 Ova d'Err-Stand (Abb. 10,11 / Fig. 14)

Beim Zusammenfluss der Ova D'Err mit der Ova Traunter Ovas zeigen sich auf beiden Seiten Endmoränen eines vereinigten Gletschers Traunter Ovas - d'Agnel - Calderas/Err/Jenatsch. Dem Maximalstand folgen im Bereich des Vadret Traunter Ovas noch drei innere Stände bis zum neuzeitlichen Hochstand, der 700 m innerhalb des Ova d'Err-Standes liegt. Die Schneegrenzberechnung des Ova d'Err-Standes ergibt einen Wert von 2'824 m ü.M., was einer Schneegrenzdepression gegen 1850 von gegen 70 m entspricht.

Trotz der geringen Differenz zum Beverin-Stand lässt sich die Abtrennung von diesem rechtfertigen. An der NW-Flanke des Piz Bever stiess der Gletscher nach dem Beverin-Stand nochmals deutlich vor (Bever-Pitschen-Stand): Dies führte zu einer deutlichen Diskordanz gegenüber dem Beverin-Stand. Der Schneegrenzdepressionswert beim Bever-Pitschen-Stand ergab gegen 200 m, was sicher wesentlich zu hoch ist. Allerdings ist der zugehörige Gletscher sehr steil und dürfte für Berechnungen nach der Flächenteilungsmethode 2:1 eher ungeeignet sein. Aus der relativen Altersstellung ist er dem Ova d'Err-Stand zuzurechnen.

4.2 Julier-Gruppe

Wesentlich problematischer als bei der Val Bever gestalteten sich die Untersuchungen am Julierpass. Trotz den deutlichen Moränen und den zum Teil klar abgrenzbaren Gletscherständen, insbesondere beim Vadret Lagrev, der an der Julierpassstrasse einen Moränenkranz von seltener Vollständigkeit aufweist (Abb. 12), waren Schneegrenzberechnungen schwierig. Steilstufen sowie der Eisabfluss von der Passhöhe sowohl gegen Norden wie Süden können das Ergebnis verfälschen.

Was den Blockreichtum und die frische Ausbildung der Moränen betrifft, war die morphologische Uebereinstimmung des Lagrev-Standes mit dem Alp Val-Stand bestechend. Mit der Flächenteilungsmethode 2:1 musste der Lagrev-Stand allerdings dem weit schlechter erhaltenen Palüd Marsch-Stand zugewiesen werden. Da die berechnete Schneegrenze aber in der 400 m hohen Steilstufe verläuft, war doch einige Skepsis angebracht (veränderte Ablationsverhältnisse sowie veränderte Zug- und Schubspannungen). Durch eine neue Methode der Volumenberechnung jedoch gelang es MAISCH (1981), den Lagrev-Stand mit 202 m Schneegrenzdepression eindeutig dem Alp Val-Stand zuzuordnen, was auch der morphologischen Ausbildung der Moränen entspricht.

Wesentlich problemloser gestaltete sich die Berechnung des Gügliet-Standes, der sowohl aufgrund der Morphologie als auch



Abb. 12: Stand Lagrev, im Vordergrund Julierpasstrasse
 — Moräne Stand Lagrev L Vadret Lagrev



Abb. 13: Blick Richtung Julierpass, im Vordergrund Silvaplana
 --- Moränen G Stand Gügliet
 L Stand Lagrev D Stand Il Dschember

der Schneegrenzdepression eindeutig dem Alp Val-Stand gleichgesetzt werden konnte.

Wie schon CORNELIUS (1951, p. 4) schreibt, sind die auch von STAUB (1938, p. 128) erwähnten, äusseren Stände auf der Julierpass-Südseite weit weniger deutlich ausgebildet und machen einen überprägten Eindruck, ebenso wie der Stand Palüd Marscha. Vom Stand zwischen Il Dschember und Lagrev ist heute nur noch auf der orographisch linken Talseite ein Endmoränenstück vorhanden, während der bei CORNELIUS (1932, Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe) auf der rechten Talseite eingetragene Moränenteil der Kehrlichtdeponie zum Opfer fiel. Bei Il Dschember zeigt sich dagegen eine ganze Serie schlecht erhaltener Wälle (Abb. 13). Da der Anteil des vom Pass nach Norden abgeflossenen Eises nicht bestimmbar ist, wurde auf Schneegrenzberechnungen verzichtet. Es erfolgte nur eine relative Zuordnung mit 'älter als Lagrev/Gügliet bzw. Alp Val', was mindestens palüd-marsch-äquivalent bedeutet. Die Mehrgliedrigkeit spricht aber dafür, dass Il Dschember dem Stand Spinaz, eventuell auch noch Bever, entspricht, während der deutlich abgesetzte innere Stand Palüd Marscha gleichzusetzen wäre.

Il Dschember ist der äusserste Stand des Juliergletschers, der noch nachzuweisen war. Insbesondere kann die von STAUB (1938, p. 128) erwähnte Frontmoräne im Champférier See nicht einem Juliergletscher zugeschrieben werden, was erste petrographische Untersuchungen (es fehlt Radiolarit) belegten. Ausserdem ist es durchaus möglich, dass die Wallform von einem Felskern herrührt, der später von Moränenmaterial überschüttet wurde (für detaillierte Untersuchungen siehe GAMPER-SCHOLLENBERGER, in Vorbereitung).

Auf der Südflanke der Julier-Gruppe, zwischen Piz Polaschin und Piz Grevasalvas, zeigt sich nur beim Lej da la Tscheppa eine Endmoräne. Dieser Tscheppa-Stand wird aufgrund der Schneegrenzberechnungen dem Beverin-Stand zugeordnet.

5. SPAETGLAZIALE GLETSCHERAUSDEHNUNGEN UEBER DAS UNTER-SUCHUNGSGEBIET HINAUS; DIE NAECHSTE GROESSENORDNUNG

Als der Bever-Stand erreicht war, floss von der gesamten Err-Julier-Gruppe kein Eis mehr in das Haupttal des Oberengadins. Wie bereits in Kap. C.3.1.1 besprochen, zeigt der Bever-Stand auch für einen Eisstrom Morteratsch/Roseg eine gleichzeitige Maximalausdehnung an.

Die nächste Serie von Endmoränen, die ausserhalb des Standes von Bever liegt und die aufgrund der petrographischen Untersuchungen dem Eisstromnetz aus dem Oberengadin (Zentrum Samedan) zugerechnet werden muss, befindet sich bei La Chapella (vgl. MAISCH, 1981). Die Lokalität La Chapella (Koordinaten 796500/167500) liegt bei der Mündung der Val Susauna ins Oberengadin, zwischen den Dörfern S-chanf und Cinuos-chel (Fig. 17: Grafik MAISCH, 1981). Bei der Maximalausdehnung, dem Cinuos-chel-Stand, herrschte noch Kontakt zwischen dem Engadiner- und dem aus dem Keschgebiet stammenden Susauna-Gletscher. Die inneren Stände bei La Chapella zeigen aber bereits die Trennung der beiden Ströme an.

Zur Zeit des Cinuos-chel-Standes bestand im Oberengadin mit Sicherheit noch ein intaktes Eisstromnetz mit Abflüssen über den Bernina- und den Malojapass sowie gegen das Unterengadin. Bedeutende Eiszuschüsse nordöstlich von Bever erhielt der Engadinergletscher noch von der Val Chamuera, vom Albulapass und aus der Val d'Es-cha (MAISCH, 1981).

Der Cinuos-chel-Stand muss älter sein als $13'850 \pm 490$ BP (UZ-301) (Basisdatierung des Moores am Lej Marsch, Koordinaten 782800/149800 bei St. Moritz), da auch diese Lokalität sicher vom Engadingletscher überflossen wurde. Das Datum dieser vorläufig einzigen Probe ist allerdings mit Vorsicht aufzunehmen. PUNCHAKUNNEL (in Vorbereitung) untersucht dazu am Botanischen Institut der Universität Basel pollenanalytisch ein durchgehendes Torfprofil; weitere $14C$ -Daten sind zu erwarten.

Schneegrenzberechnungen auf der Basis der Flächenteilungsmethode 2:1 bei einem so ausgedehnten Eisstromnetz haben wenig Aussicht auf Erfolg. Wohl könnte mit Hilfe der Trenfläche 2. Grades (Teil II, Kap. 3.2.2) ein gut gesichertes Bezugsniveau bestimmt werden; die Unsicherheit beim Cinuos-chel-Stand liegt aber in der Bestimmung des Gletschereinzugsgebietes: Zu viele Seitentalgletscher flossen dem Engadingletscher zu. Ebenso ist kaum abzugrenzen, welcher Eisanteil über den Bernina- bzw. Malojapass abfloss; deshalb war der Cinuos-chel-Anteil nicht zu bestimmen. Da Seitenmoränenansätze fehlen, fällt auch der Einsatz der Methode LICHTENECKER (1938, p. 142) weg. Der flache Talboden zwischen Bever und La Chapella, mit einer Höhendifferenz von nur knapp 100 m auf 14 km Länge, verunmöglichte auch den Einsatz eines Abschätzverfahrens, wie der 'd/2-Methode' von ZIENERT (1965, p. 220).

GLETSCHERSTÄNDE IM GEBIET CINJUOS-CHHEL

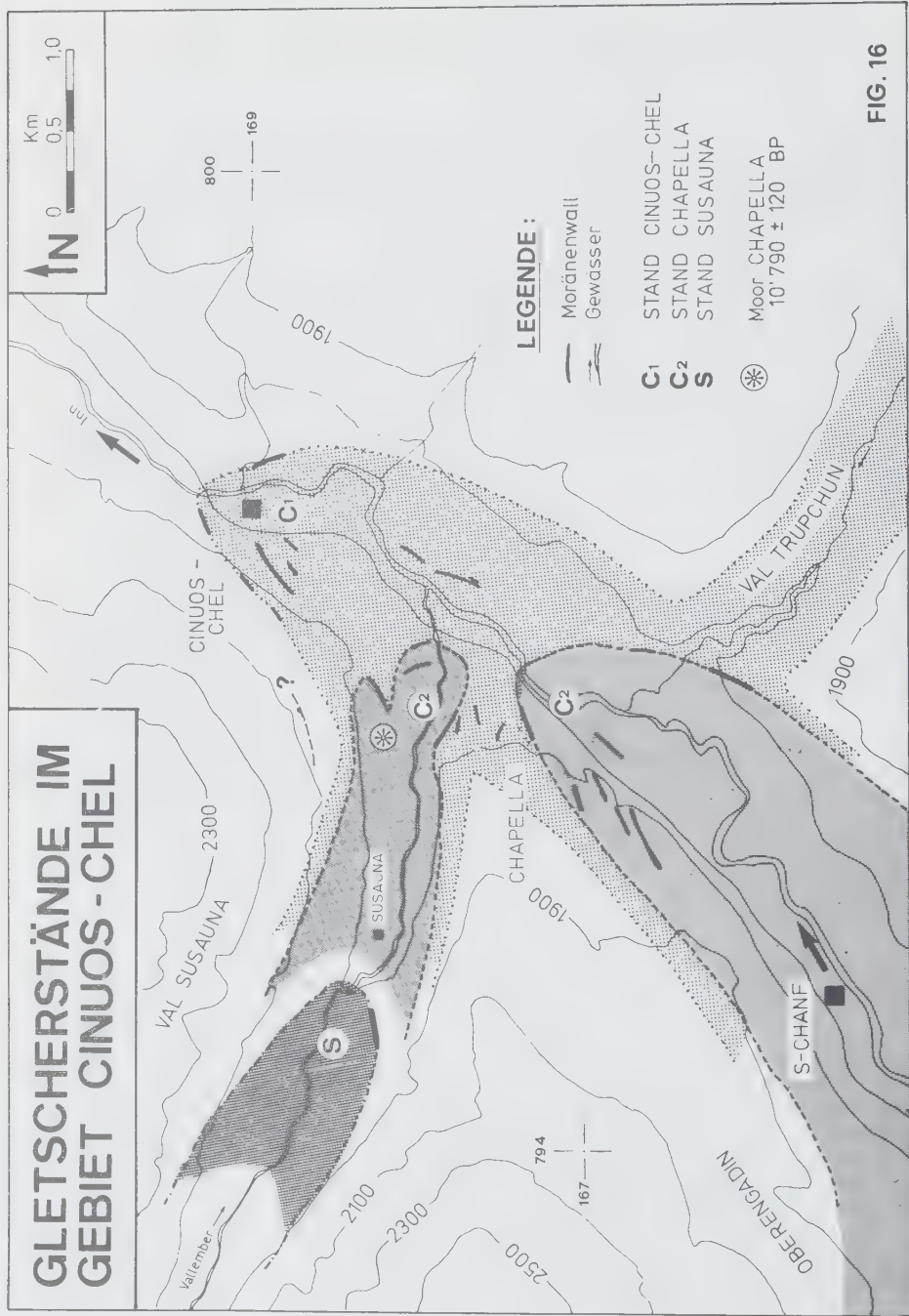


FIG. 16

Da bei der Maximalausdehnung, beim Cinuos-chel-Stand, der Engadingletscher und der SUSAUNAGletscher gerade noch zusammenflossen, kann durch Abtrennung des SUSAUNAGletschers indirekt die Schneegrenzdepression gegenüber 1850 für den Engadingletscher bestimmt werden. Auch der SUSAUNAGletscher setzt sich jedoch aus einem beträchtlichen Eisstromnetz mit teilweise unsicheren Zuordnungen zusammen, daher bestand wenig Aussicht, die Flächenteilungsmethode erfolgreich anzuwenden.

In diesem Fall liess sich aber der Einsatz der d/2-Methode rechtfertigen: Bei der Berechnung der Schneegrenze für die inneren Stände des Keschgletschers erhielt MAISCH (1981) mit der d/2-Methode Werte, die von den Ergebnissen der Flächenteilungsmethode nur um 5 % abwichen. Die d/2-Methode, bis zum Cinuos-chel-Stand angewendet (MAISCH, 1981), ergab eine Depression von 500 m gegenüber dem Bezugsniveau um 1850. Dieser Wert ist in seiner Grössenordnung sicher richtig und kann auch ohne weiteres auf den Cinuos-chel-Stand des Engadingletschers übertragen werden.

6. GLIEDERUNG UND ZEITLICHE EINORDNUNG DER SPAETGLAZIALEN GLETSCHERSTAENDE NACH UEBERREGIONALEN GESICHTSPUNKTEN (TAB. 6)

6.1 Das System von BEELER (1977, p. 242)

Mit Schneegrenzberechnungen nach der Flächenteilungsmethode 2:1 und der Höfer-Methode (zitiert in BEELER, 1977, p. 228) kann BEELER für das Berninapassgebiet drei Gruppen von Gletscherständen unterscheiden. Mein Arbeitsgebiet stösst unmittelbar an BEELER's an; daher sollte sein System übertragbar sein.

6.1.1 Der Morteratsch-Stand

Die Lokalität liegt zwischen Morteratsch und Pontresina, wo der Morteratschgletscher rund 3 km ausserhalb der 1850-Moräne zwei Endmoränen abgelagert hat, die zirka 400 m auseinanderliegen (BEELER, 1977, p. 237). Zeitlich stellt BEELER (1977, p. 257) den Morteratsch-Stand in die erste Hälfte der Präboreals. Für die Schneegrenzdepression gibt er Werte von 40 - 120 m gegenüber 1850 an (BEELER, 1977, p. 242). Danach wären sowohl der Ova d'Err-Stand mit 70 m wie der Beverin-Stand mit 98 m Depression dazuzurechnen. Der deutliche Wiedervorstosscharakter des Ova d'Err- gegenüber dem Beverin-Stand hat aber die Unterteilung in zwei Gruppen gerechtfertigt (Kap. C.3.1.6). Die Streuung meiner Depressionswerte lässt aber nur den Beverin-Stand dem Morteratsch-Stand gleichsetzen.

6.1.2 Der Languard-Stand

Als Languard-Gletscher bezeichnet BEELER den nach NE in die Val Languard fliessenden Teil des Gletschers nördlich des Piz Albris. Die Typuslokalität des Languard-Standes liegt bei der Chamanna das Paster, wo eine gut erhaltene Endmoräne liegt (BEELER, 1977, p. 241). Zeitlich ist der Languard-Stand spätestens um die Wende Jüngere Dryaszeit/Präboreal anzusetzen (BEELER, 1977, p. 257). Für die Schneegrenzdepression gegenüber 1850 gibt BEELER (1977, p. 242) einen Wert von 160 - 240 m an.

Als eindeutig äquivalent muss der Alp Val-Stand (Fig. 14) angesehen werden. Im Randbereich liegt aber auch der Palüd Marscha-Stand. Die morphologische Verschiedenheit der beiden Stände sowie der beachtliche Sprung in der Grössenordnung rechtfertigt aber die Abtrennung des Palüd Marscha- vom Alp Val-Stand; der erste wäre demnach älter als der Languard-Stand.

6.1.3 Der Val-da-Fain-Stand

Die Lokalität liegt in der Val da Fain, wo eine äussere Endmoräne der beiden Teilströme des Minorgletschers das Tal abschliesst (BEELER, 1977, p. 242). Die Bildung des Val-da-Fain-Standes erfolgte spätestens in der Jüngeren Dryaszeit, möglicherweise in der Älteren Dryaszeit (BEELER, 1977, p. 257). Die Schneegrenzdepression gegenüber 1850 liegt bei zirka 300 m (BEELER, 1977, p. 242).

Da die Depressionswerte zum Val-da-Fain-Stand bei BEELER mit einer relativ grossen Unsicherheit behaftet sind, ist auch eine Zuordnung meiner Stände problematisch, obwohl die Werte im Bereich der Stände Spinas und Bever liegen.

6.2 Gliederung der Ostalpen

Die heute in den Ostalpen allgemein gebräuchliche Gliederung geht in den Ursprüngen auf das dreiteilige System 'Bühl-Gschnitz-Daun' von PENCK und BRUECKNER (1909) zurück. Die späteren Erweiterungen und Umdeutungen, die zu einer grossen Zahl von Stadien führten, veranlassten MAYR und HEUBERGER (1968), die Typlokalitäten neu zu untersuchen. Aus ihren Forschungen resultierte das heute gültige System HEUBERGER (1968), das später nur noch durch den Kromer-Stand (GROSS, 1974, p. 58) erweitert wurde. Neuere Untersuchungen betrafen hauptsächlich die zeitliche Stellung (PATZELT und BORTENSCHLAGER, 1976) sowie die überregionale Verbreitung (KERSCHNER, 1976, 1978) der Stadien.

Die nachfolgende Besprechung sowie der Vergleich mit der eigenen Gliederung erfolgt vom jüngsten bis zum ältesten im Engadin nachweisbaren Stadium. Da KERSCHNER (1976, 1978) jedoch die Val Bever in seine Untersuchungen über das Egesenstadium mit einbezogen hat, wird dieses zuerst besprochen.

SYSTEM BEELER	SYSTEM SUTER	SYSTEM OSTALPEN
Palß-Schwankung <u>?</u> - um 9'500 BP - Sgr.-Dep.: ? Morteratsch-Stand - erste Hälfte Präboreal - Sgr.-Dep.: 50 - 120 m Languard-Stand - spätestens Wende jung. Dryas/Präboreal - Sgr.-Dep.: 160 - 240 m ? Palß Marscha-Stand - ? - Sgr.-Dep.: 240 - 250 m Daun-Stadium - ältere Dryas ? - Sgr.-Dep.: 240 - 260 m Val-da-Fain-Stand - spätestens jüngere Dryas ev. ältere Dryas - Sgr.-Dep.: um 300 m Bever-Stand - ? - Sgr.-Dep.: 300 - 320 m ? Cinuos-chel-Stand - älter als 13'800 BP - Sgr.-Dep.: um 500 m ? Gschütz-Stadium - älteste Dryas - Sgr.-Dep.: 600 - 700 m	Ova d'Eir-Stand <u>?</u> - älter als 8'600 BP - Sgr.-Dep.: 60 - 70 m Bever-In-Stand - ? - Sgr.-Dep.: 90 - 120 m Al Val-Stand - ? - Sgr.-Dep.: 170 - 200 m Palß - ? - Sgr.-Dep.: 240 - 250 m Spinas-Stand - ? - Sgr.-Dep.: um 280 m Bever-Stand - ? - Sgr.-Dep.: 300 - 320 m ? Cinuos-chel-Stand - älter als 13'800 BP - Sgr.-Dep.: um 500 m ? Gschütz-Stadium - älteste Dryas - Sgr.-Dep.: 600 - 700 m	Schlatten-Schwankung <u>?</u> - um 9'500 BP - Sgr.-Dep.: ? Kremer-Stand - zwischen 10'200 und 9'500 BP - Sgr.-Dep.: 90 - 100 m Egesen-Stadium - jüngere Dryas - Sgr.-Dep.: 190 - 200 m

Tab. 6: Vergleichende Systematik der Gletscherstände

Legende: Sgr.-Dep. = Schneegrenzdepression gegenüber 1850 n.Chr. / ? — Zuordnung nicht möglich
 ? — Zuordnung unsicher — Zuordnung sicher

6.2.1 Egesen-Stadium

Benannt wurde es nach den Moränen am Egesengrat im Stubaital (KINZL, 1929), einer vielgliedrigen Serie. Nach KERSCHNER (1978, p. 28/29) sind die Moränen, insbesondere gegenüber den älteren Daunmoränen, gut erhalten, steil gebösch und durch reichlich vorkommendes Blockwerk charakterisiert. Letzteres ist jedoch ganz vom Ausgangsgestein abhängig.

Zeitlich wird das Stadium in die Jüngere Dryas gestellt, was insbesondere durch das Mindestalter vom Wildmoos (Oetztal) von 10'235 ± 80 BP belegt ist (PATZELT und BORTENSCHLAGER, 1976, p. 129). Die zum Egesen gehörende Schneegrenze errechnet sich aus der Regressionsgeraden von KERSCHNER (1978, p. 38):

Schneegrenze (Egesen) = -437 m + 1.084 x Bezugsniveau von 1850 (m)

KERSCHNER (1976, p. 138) bezog den Alp Val-Stand meines Untersuchungsgebietes in seine Arbeit ein. Aufgrund des Schneegrenzdepressionswertes und der Morphologie setzt er diesen Stand eindeutig dem Egesen-Stadium gleich. Eigene Untersuchungen (Kap. C.3.1.4) konnten diese Zuordnung nur bestätigen. Die Grobblockigkeit der Moränen erklärt sich aus der starken Klüftung des Juliergranites (CORNELIUS, 1935, p. 7), dem am meisten verbreiteten Gestein im Untersuchungsgebiet.

6.2.2 Kromer-Stand

Die Bezeichnung stammt von den Moränen im Kromertal der Silvrettagruppe (GROSS, 1974, p. 58). Von der Morphologie der Moränen her muss dieser Stand nach eigenen Untersuchungen den Egesenmoränen gleichgesetzt werden. Im Gelände ist er jedoch deutlich von diesen abgesetzt. Zeitlich wird er von GROSS et al (1978, p. 245) in den Zeitraum zwischen 10'200 und 9'500 BP gestellt; geeignete Proben für Absolutdatierungen stehen jedoch noch aus. Die zugehörige Schneegrenze errechnet sich aus der Regressionsgeraden von GROSS et al (1978, p. 245):

Schneegrenze (Kromer) = - 7m + 0.97 x Bezugsniveau von 1850 (m)

Aufgrund des Schneegrenzdepressionswertes, der Morphologie sowie der im Gelände deutlichen Absetzung zum Alp Val-Stand bzw. Egesen-Stadium, können Beverin- und Kromer-Stand gleichgesetzt werden.

6.2.3 Daun-Stadium

Benannt nach den Moränen im Stubaital bei Ranalt (PENCK und BRUECKNER, 1909) umfasst das Daun-Stadium eine Serie von Gletscherständen (GROSS et al, 1978, p. 246). Morphologisch gesehen sind die Daun- gegenüber den Egesenmoränen wesentlich schlechter erhalten. Sie zeigen meist abgeflachte Kämme und Böschungen sowie ein zerflossenes Aussehen, was auf eine beträchtliche solifluidale Ueberformung schliessen lässt (KERSCHNER, 1978, p. 28). Die zeitliche Stellung des Daun-Stadiums ist noch unsicher. Nach PATZELT (1980b, p. 14) mehren sich jedoch die Hinweise, dass es vor die Jüngere Dryas, wahrscheinlich um 12'000 BP einzustufen ist. Stellt man das Daun-Stadium jedoch vor diesen Zeitabschnitt, so ist die Wahrscheinlichkeit gross, dass die zugehörigen Gletscherstände mindestens aus der Ältesten Dryas stammen; denn neue Untersuchungen von EICHER (1979, p. 136 ff) haben aufgrund von pollenanalytischen Befunden und $\delta^{18}O$ -Werten folgendes ergeben:

Das Bölling- und das Allerödstadial müssen vom klimatischen Trend her als ein grosses Interstadial angesehen werden, das von etwa 13'200 bis 10'800 BP dauerte. Die Jüngere Dryas stellt anschliessend einen relativ kurzen, aber durch deutlich tiefere Temperaturen ausgezeichneten Abschnitt dar.

Für das Daun-Stadium müssen jedoch, aufgrund von Schneegrenzberechnungen, tiefere Temperaturen angenommen werden als für das, der Jüngeren Dryas zuzuordnende Egesen-Stadium. Diese Ueberlegungen gelten aber nur, falls das Daun-Stadium tatsächlich vor die Jüngere Dryas zu stellen ist. Eine weitere Klärung der Problematik dürften die Arbeiten von PUNCHAKUNNEL (in Vorbereitung) und GAMPER-SCHOLLENBERGER (in Vorbereitung) bringen, die sich mit pollenanalytischen und gletschergeschichtlichen Untersuchungen im Raume St. Moritz-Pontresina befassen.

Die dem Daun-Stadium zugehörige Schneegrenze errechnet sich aus der Regressionsgeraden von KERSCHNER (1978, p. 38):

Schneegrenze (Daun) = $- 1'250 \text{ m} + 1,35 \times \text{Bezugsniveau von 1850 (m)}$

Aufgrund der Morphologie weist KERSCHNER (1976, p. 138) den Palüd Marscha - Stand in meinem Untersuchungsgebiet dem Daun-Stadium zu. Eigene Schneegrenzberechnungen (Kap. C.3.1.3) stützen diese Zuordnung.

Für die Stände Spinaz und Bever errechnet sich anhand der Regressionsrechnung, bei gegebenem Bezugsniveau, der Depressionswert zu 245 m. Die eigenen Untersuchungen ergaben aber für Spinaz 277 m bzw. für Bever 319 m. Eine Abtrennung dieser Stände vom Palüd Marscha-Stand bzw. Daun-Stadium erscheint als gerechtfertigt; sie ist jedoch aus zwei Gründen mit Vorsicht aufzufassen:

1. Das morphologisch frische Aussehen der Moränen (Kap. C.3.1.1 und C. 3.1.2) kann aus deren Höhenlage erklärt werden. Die Solifluktuationsuntergrenze (= Untergrenze der subnivalen Stufe) fällt mit der Obergrenze der Alpenrosenbestände zusammen (SCHWARZ-OBERHOLZER, 1977, p. 17). Das heisst, dass die potentielle Waldgrenze heute die Solifluktuationsuntergrenze bildet (vgl. Kap. B.2.3.2). Sie liegt im Untersuchungsgebiet bei 2'300 m ü.M. Die morphologisch frischen Endmoränen bei Bever und Spinass aber liegen auf 1'800 m. Die Höhenstufen müssten sich also um mindestens 500 m absenken, dass die Moränen in den Bereich der subnivalen Stufe kämen. Beim Bever-Stand sank die Schneegrenze gegenüber 1850 höchstens 320 m; die Endmoränen lagen also auch damals unterhalb der subnivalen Stufe, daher das morphologisch frische Aussehen.
2. Die Regressionsgerade zur Berechnung der Daun-Schneegrenze beruht auf nur sechs Beobachtungen. Zudem sind die Einzelwerte mit ziemlichen Unsicherheiten belastet (KERSCHNER, 1978, p. 38). Die Gleichung kann daher nicht mit der Verlässlichkeit angewendet werden, wie bei der Berechnung der Eggen-Schneegrenze (GROSS et al, 1978, p. 247).

Nach den heutigen Kenntnissen scheint es daher angebracht, bei den Ständen Spinass und Bever auf eine Einordnung in das System der Ostalpen zu verzichten.

6.2.4 Gschnitz-Stadium

Das Gschnitz-Stadium ist nach den End- und Ufermoränen bei Trins im Gschnitztal benannt (PENCK und BRUECKNER, 1909). Es handelt sich um eine mehrgliedrige Vorstossperiode (PATZELT und BORTEN-SCHLAGER, 1976, p. 122). Die Gschnitzmoränen sind markant und gut erhalten. Aufgrund der Neuuntersuchungen des Moores am Lanser See bei Innsbruck, wird das Gschnitz-Stadium um 13'000 BP angesetzt (PATZELT, 1980b, p. 14). Die dem Gschnitz-Stadium zuzuordnende Schneegrenzdepression liegt nach GROSS et al (1978, p. 248) bei 600 - 700 m gegenüber 1850.

Ein dem Gschnitz-Stadium vergleichbarer Stand kann im Oberengadin nicht nachgewiesen werden. Mit 500 m Schneegrenzdepression muss der Cinoos-chel-Stand zwischen das Daun- und Gschnitz-Stadium gestellt werden (vgl. STAUB, 1952, p. 54). Damit ergibt sich aber ein zeitliches Problem: Gestützt auf die Basisdatierung am Lej Marsch wurde in Kapitel C.5 festgestellt, dass der Cinoos-chel-Stand älter als 13'850 ± 490 BP sein muss. Im Gegensatz dazu setzt PATZELT das nun zwangsweise ältere Gschnitz-Stadium um 13'000 BP an. Da jedoch der Lanser See rund 25 km ausserhalb der Gschnitz-Moränen bei Trins liegt und damit auch kein stratigraphischer Zusammenhang zwischen der Moräne und den Seeablagerungen vorhanden ist, besteht durchaus die Möglichkeit, dass das Gschnitz-Stadium älter ist als bisher angenommen wurde.

6.3 Die zeitliche Stellung und Zuordnung des Standes Ova d'Err

Der Ova d'Err-Stand wird zeitlich begrenzt durch:

- den Beverin-Stand, der als kromeräquivalent eingestuft wurde und nach GROSS et al (1978, p. 245) demnach in den Zeitraum zwischen 10'200 und 9'500 BP fällt.
- die Basisdatierung des, bezüglich des Ova d'Err-Standes intramorän liegenden Moores Jenatsch, die mit 8'630 $\pm$ 165 BP (UZ 140) (Kap. B.2.4.1) angegeben wird.

Daraus folgt, dass im Zeitraum zwischen 10'200 und 8'600 BP die vereinigten Gletscher Traunter Ovas - D'Agnel - Calderas/Err/Jenatsch nochmals rund 750 m über die Grössenordnung der neuzeitlichen Hochstände hinaus zum Ova d'Err-Stand vorstießen. In diesen Zeitraum fallen bisher zwei bekannte Gletschervorstösse:

- die Schlatenschwankung (PATZELT, 1973, p. 65): "Von einem Gletschervorstoss während der Schlatenschwankung sind Wallmoränen von Simonykees und Schlatenkees erhalten. Sie liegen deutlich abgesetzt nur wenig ausserhalb der Moränen der Venedigerschwankung und am Simonykees rund 350 m vor der Endmoräne der neuzeitlichen Hochstände. Das auf dem Schutt der s-Moräne des Schlatenkees gewachsene Torfmoor hat vor 8'970 $\pm$ 130 14C-Jahren, d.i. 9'240 $\pm$ 130 Jahre korrigiertes 14C-Alter, zu wachsen begonnen. Die Moräne ist älter als dieses Datum, und zwar mindestens um den Zeitraum, den Zirben zur Neubesiedlung frischen Moränenschuttes benötigen. Sie kann somit im mittleren Präboreal um 9'500 $\pm$ 200 BP abgelagert worden sein. Eine genaue zeitliche Abgrenzung der Schlatenschwankung war bis jetzt nicht möglich."
- die Palüschwankung (BEELER, 1977, p. 264): "Es konnte nachgewiesen werden, dass der Palügletscher seit der Mitte des Präboreals nie mehr sehr viel grösser war als in der Neuzeit. Kurz vorher war er in der pollenanalytisch nachgewiesenen Palü-Schwankung noch zirka 500 m über das Gletschervorfeld vorgestossen." Weiter schreibt BEELER auf p. 262: "Der erwähnte Gletschervorstoss (Palü-Schwankung) fand also vor 9'460 $\pm$ 140 Jahren BP statt."

Bei beiden zeitlich ähnlich zu setzenden Schwankungen war also nochmals ein deutliches Vorstossen, in der Grössenordnung 350 - 500 m, über die Endmoränen der neuzeitlichen Hochstände festgestellt worden. Dies war auch beim Ova d'Err-Stand der Fall. Problematisch ist aber die zeitliche Gleichstellung des Ova d'Err-Standes mit der Palü- bzw. Schlatenschwankung. Wohl fehlt an der Basis des Moores Jenatsch der Glazialton, was für einen nicht sofortigen Sedimentationsbeginn spricht (ZOLLER et al, 1972, p. 61; KLEIBER, 1974, p. 35). Dadurch ist die Möglichkeit gegeben, dass sich der Vadret Calderas schon einige Jahrhunderte vor dem Torfbasisdatum auf neuzeitliche Grössenordnung zurückzog. Da aber insbesondere der Kromerstand zeitlich noch nicht genau festgelegt werden konnte (GROSS et al, 1978, p. 245), wird vorläufig auf eine Zuordnung des Ova d'Err-Standes verzichtet.

7. ZUSAMMENFASSUNG (Tab. 6)

Im Untersuchungsgebiet konnte ich sieben deutlich voneinander abgesetzte Moränen-Gruppen unterscheiden: Alle Stände liegen wesentlich ausserhalb der neuzeitlichen Hochstände. Die relative zeitliche Einstufung untereinander erfolgte durch Schneegrenzberechnungen nach der Flächenteilungsmethode 2:1. Die Werte wurden dabei einem Bezugsniveau, gebildet aus den Schneegrenzwerten der im Einzugsgebiet liegenden Gletscher mit Grössenordnung um 1850, sowie der Trenfläche 4. Grades der Schneegrenze um 1850 (Teil II, Kap. 3.2.2), gegenübergestellt. Beide Bezugsgrössen erwiesen sich als praktisch identisch, was einen späteren alleinigen Einsatz der Trendfläche rechtfertigen wird.

Die aus dem Vergleich mit dem Bezugsniveau resultierenden Schneegrenzdepressionswerte der sieben systembildenden Moränengruppen wurden anschliessend dem System von BEELER und dem für die Ostalpen gültigen System gegenübergestellt (Tab. 6). Dafür waren einige Vorarbeiten notwendig, denn die Depressionswerte der Stadien Kromer, Egesen und Daun errechnen sich aus den Gleichungen der Regressionsgeraden nach GROSS et al (1978). Dazu ist die Bestimmung eines durchschnittlichen Bezugsniveaus erforderlich. Dies wurde für Tab. 6 anhand der Trendfläche 2. Grades (Teil II, Kap. 3.2.2) ermittelt. Selbstverständlich stellen diese Depressionswerte daher nur Grössenordnungen dar.

Die Zuordnung der von mir gefundenen Stände zu den beiden Vergleichssystemen (BEELER und Ostalpen) konnte nicht restlos erfolgen. Dies aus Gründen der Morphologie der Moränen, den Depressionswerten sowie der relativen und absoluten zeitlichen Einstufung.

Aus den vergleichenden Untersuchungen ergibt sich für mein Arbeitsgebiet folgende gletschergeschichtliche Abfolge:

- Der äusserste, nachgewiesene Stand liegt bei Cinuos-chel. Die zugehörige Schneegrenzdepression gegenüber 1850 beträgt rund 500 m. Aufgrund dieses Wertes muss der Stand zwischen Daun- und Gschnitz-Stadium eingereiht werden. Zur Zeit des Cinuos-chel-Standes war das ganze Oberengadin sicher noch eisbedeckt.
- Die Basisdatierung am Lej Marsch (bei St. Moritz) von $13'850 \pm 490$ BP ergibt ein Mindestalter für den Cinuos-chel-Stand. Zugleich zeigt dieses Datum an, dass das Oberengadiner Eisstromnetz damals bereits in Auflösung begriffen war, was in krassem Gegensatz zu früheren Meinungen steht (STAUB, 1938, p. 131; STAUB, 1952, p. 61). Zeitgleich mit diesem Datum liegt die erste bedeutende Klimaverbesserung, die in ganz Europa festgestellt wurde (WELTEN, 1979, p. 32).

- Vor dem Bever-Stand, der möglicherweise älter als das Daun-Stadium ist, zogen sich die Gletscher der Err-Julier-Gruppe bereits aus dem Haupttal zurück. Der Bever-Stand gibt zugleich an, dass zur selben Zeit der Morteratsch/Roseg-Stand nicht über Bever hinaus reichte.
- Zeitlich nach dem Spinas-Stand ergeben sich Verhältnisse, die weitgehend mit den ostalpinen übereinstimmen. Unsicher ist aber noch die zeitliche Stellung des daunäquivalenten Palüd Marscha-Standes, des kromeräquivalenten Beverin-Standes und des Ova d'Err-Standes; die letzteren beiden sind möglicherweise in die erste Hälfte Präboreal zu setzen (vgl. Kap. B.2.5), während der erste eventuell der Ältesten Dryas angehört (vgl. Kap. C.6.2.3).

D. ZUR KARTE 'GLETSCHERSTÄNDE IM
UNTERSUCHUNGSGEBIET'

Die Karte dient im wesentlichen dazu, die in den vorangehenden Kapiteln besprochenen Gletscherstände übersichtsmässig darzustellen. Speziell hervorgehoben sind die Gletscherausdehnungen um 1850, denn sie stellen ein wichtiges Höchstmass für die postglaziale Gletschergeschichte dar, das innerhalb der letzten 9'500 Jahre BP nur noch unwesentlich überschritten wurde. Die zugehörigen Schneegrenzen liefern zudem das wichtige Bezugsniveau für den Vergleich mit den spätglazialen Ständen. Bei den anderen Gletscherständen wird nur das Zungenbecken speziell hervorgehoben. Alle Stände sind, gemäss Tab. 5 (Kap. C), mit Namen in die Karte eingetragen.

Der möglicherweise noch ins Postglazial gehörende kromeräquivalente Beverin-Stand wird von den übrigen postglazialen Ständen farblich getrennt aufgeführt, um den Vergleich mit dem Ostalpen-System (Kap. C.6.2) zu erleichtern.

Die Stände Spinass und Bever sind gleichfarbig gehalten, da sie nur gerade in der Val Bever eindeutig zu trennen sind. Zudem ähnelt ihr Farbton dem daunäquivalenten Palud Marscha-Stand, denn sie liegen diesem weit näher als einem gschnitzäquivalenten Stand.

Zusätzlich zu den Gletscherständen bzw. -ausdehnungen sind die Grabungspunkte zu den in Kap. B.2.4 besprochenen Profilen eingetragen. Ebenso ist die für die Gletschergeschichte des Oberengadins wichtige Bohrstelle am Lej Marsch bei St. Moritz bezeichnet.

TEIL II

UNTERSUCHUNG EINIGER GLET-
SCHERPARAMETER SOWIE DEREN
QUANTITATIVE VERÄNDERUNG IM
RAUME OBERENGADIN

1. EINLEITUNG

1.1 Wahl der Zeiträume

In den Kapiteln 'Postglazial' dieser Arbeit wurde bereits auf die klimageschichtliche Bedeutung des Standes um 1850 eingegangen. Bei beinahe allen Oberengadiner Gletschern liess sich dieser Stand sehr zuverlässig bestimmen, und mit 93 Eisströmen lag auch eine grosse Beobachtungszahl vor. Da bei Erreichen dieses Hochstandes sich die Gletscher in einem Gleichgewichtszustand befanden, konnte mit dem Flächenverhältnis (Akkumulations- : Ablationsgebiet = 2:1) die zugehörige Gleichgewichtslinie (Schneegrenze) bestimmt werden (PATZELT, 1973, p. 50 ff). Die so erhaltenen Schneegrenzwerte sind ein Mittel für einen grösseren Zeitraum, denn dieser Gleichgewichtszustand stellte sich wegen den unterschiedlichen Verzögerungszeiten nicht bei allen Gletschern gleichzeitig ein (KERSCHNER, 1978; GAMPER/SUTER, 1978).

1973 erfolgten die Flugaufnahmen für das 'Schweizerische Gletscherinventar' (MUELLER et al, 1976). Im Oberengadin wurde an 26 Gletschern die 'firnline' bestimmt, welche die minimale Ausdehnung der Schneedecke auf einem Gletscher darstellt (siehe Teil I, Kap. C.2.1.1). Nach MUELLER et al (1976) stellen diese Werte für temperierte Gletscher einen guten Näherungswert für die Gleichgewichtslinie dar, wodurch ein Vergleich mit den Werten 1850 an und für sich gewährleistet wäre. Andererseits gelten die Daten nur für das Aufnahmejahr 1973, während die Werte um 1850 einen zeitlichen Mittelwert der Höhe der Gleichgewichtslinie darstellen. Auf die sich daraus ergebende Problematik wird in den folgenden Kapiteln eingegangen.

Durch die Wahl dieser beiden Zeiträume ist die Basis für gesamtschweizerische Vergleiche gegeben, da sich einerseits der Hochstand um 1850 im ganzen Alpenraum sehr leicht feststellen lässt, andererseits dank dem Gletscherinventar die Daten 1973 für die ganze Schweiz bereits vorliegen. Ausdehnungsmässig stellen die zugehörigen Gletschergrössen auch die Extremwerte (Maximum um 1850 / Minimum um 1973) für die neuzeitliche Vergletscherung dar (FURRER/GAMPER/SUTER, 1980). Zudem wurde die Grössenordnung des Hochstandes um 1850 während des gesamten Postglazials nur sehr selten überschritten (Beispiel Steingletscher um 3'000 BP, KING, 1974). Die Möglichkeit für die klimatischen Ueberlegungen, zumindest auf der Grundlage des Aktualismus, ist dadurch gegeben. Der Hochstand um 1850 hat sich weiter als gut geeigneter Bezugswert für spätglaziale Schneegrenzberechnungen erwiesen (BEELER, 1977; GROSS et al, 1978).

1.2 Datenmaterial

Die Daten für 1850 entstammen folgenden Arbeiten: Gletschergruppen 100, 200, 300 aus der vorliegenden Arbeit / 400, 500, 601-613, 904-905 aus GAMPER-SCHOLLENBERGER (in Vorbereitung) / 614-621, 700, 800, 901-903 aus BELLER (1977). Alle Werte, die sich auf das Jahr 1973 beziehen, sind dem Gletscherinventar von MUELLER et al (1976) entnommen.

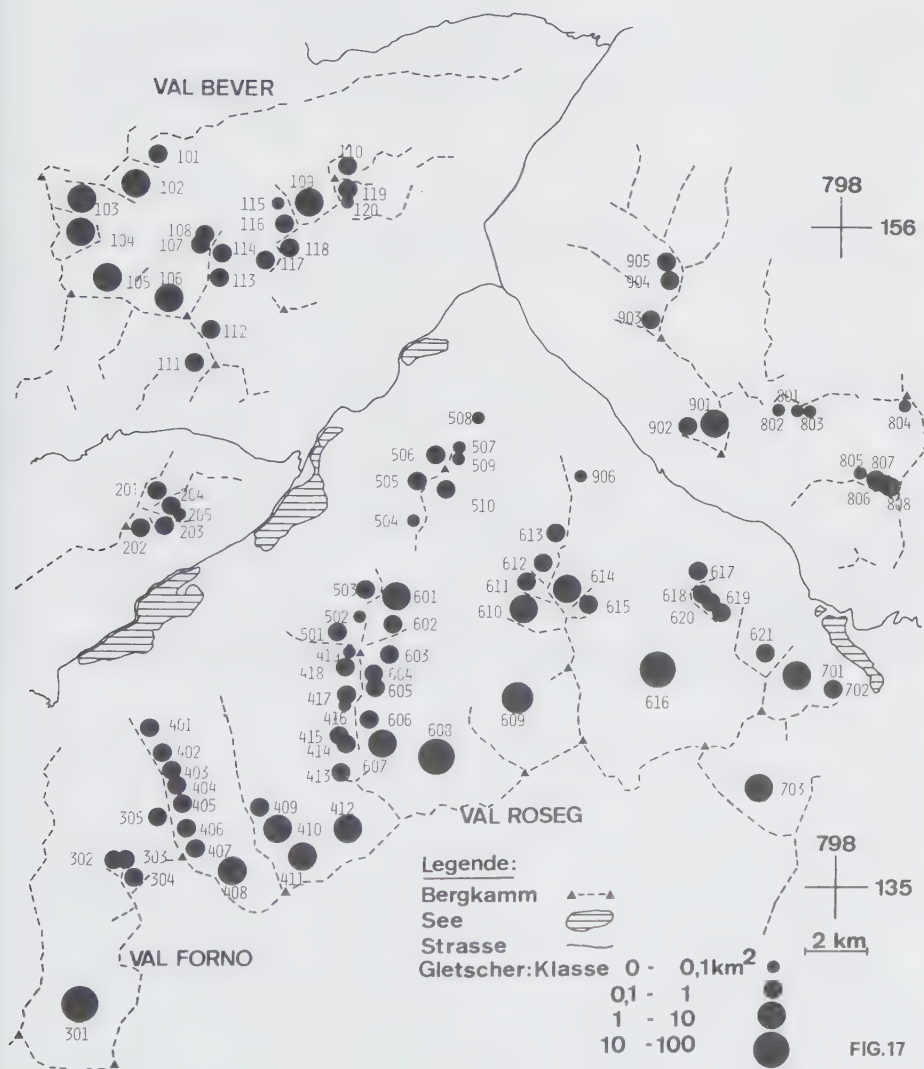
Die einzelnen Gletscherparameter wurden folgendermassen auf Lochkarten festgehalten:

- Nummer: Jeder der 93 Gletscher erhielt eine Nummer, wobei Gruppen in Hunderter Einheiten gebildet wurden (Fig. 17, Anhang 1). Diese Gruppenbildung erfolgte nach der Zugehörigkeit zu einer bestimmten Gebirgsgruppe (Beispiel: Errgruppe mit den Werten 101-120), sowie aufgrund der Niederschlagskarte (Atlas der Schweiz, Blatt 12) mit den niederschlagsreichen Randgebieten der Gletschergruppen 100, 300, 400, 600, 700 sowie den trockeneren, zentralgelegenen Gebieten mit den Gruppen 200, 500, 800, 900.
- Schneegrenze 1850: Höhe der Schneegrenze sowie die Koordinaten des Mittelpunktes der auf Karten 1:25'000 übertragenen Schneegrenzstrecken.
- Gleichgewichtslinie 1973: Koordinaten und Höhe der Gleichgewichtslinie aus MUELLER et al (1976). Falls, wie beim Forno-gletscher, mehrere Werte im Gletscherinventar verzeichnet sind, wurde der Mittelwert gebildet. Dabei wurde die Höhe der Gleichgewichtslinie proportional zur Gletscherfläche gewichtet, bevor die Mittelwertberechnung erfolgte. Dadurch ist dem Umstand Rechnung getragen, dass die einzelnen Werte für ganz unterschiedliche Gletscherflächen sprechen.
- Fläche 1850
- Fläche 1973 nach MUELLER et al (1976)
- Exposition 1850
- Gletschername: Nur falls ein Name auf den offiziellen Landeskarten 1:25'000 eingetragen war.

Fig. 17 zeigt die Verteilung der Beobachtungen. Jeder Gletscher wurde aufgrund seiner Fläche von 1850 einer der vier Klassen zugeordnet und lagerichtig eingezeichnet. Die logarithmische Klasseneinteilung ergibt annähernd eine Normalverteilung der Beobachtungen, was die statistische Auswertung ermöglicht. Ausserdem ist bei jedem Gletscher die Nummer eingetragen. Dies soll das Auffinden der zugehörigen Daten im Anhang 1 erleichtern. Eine Verbindungslinie der randlich gelagerten Gletscher grenzt den Vertrauensbereich für die in diesem Kapitel beschriebenen Trendflächen ab.

TRENDFLAECHEN-ANALYSE DER SCHNEEGRENZE UM 1850

VERTEILUNG DER BEOBACHTUNGEN:



2. FLAECHEHVERAENDERUNG IM ZEITRAUM UM 1850 BIS 1973

2.1 Ganzes Oberengadin

Das Gletscherinventar gibt für die 93 hier besprochenen Gletscher eine Fläche von 73,97 km² an. Bezogen auf das vergletscherte Gebiet der ganzen Schweiz (1'342,15 km²) entspricht dies einem Anteil von 5,5 %. Die für den Zeitraum um 1850 planimetrierten Gletscher ergaben eine Gesamtfläche von 118,70 km²: Somit betrug der Anteil 1973 noch 62,3 % der vergletscherten Fläche um 1850.

2.2 Flächenveränderung nach Gletschergrösse (Tab. 7)

Wie nicht anders zu erwarten, weisen die grossen Eisströme den weit geringeren absoluten Flächenverlust auf als die kleinen Gletscher (PATZELT, 1980a, p. 182), denn bei kleinen Gletschern liegt - im Gegensatz zu den grossen Eisströmen - die mittlere Höhe des Akkumulationsgebietes nur wenig über der Gleichgewichtslinie. Wird diese infolge klimatischer Veränderung erhöht, so wirkt sich das für kleine Gletscher weit ausgeprägter aus als bei den grossen. Da die Gletschergrösse als so dominanter Faktor hervortritt, können Untersuchungen, wie weit Exposition oder Gruppenzugehörigkeit (100, 200, 300 ...) die Flächenveränderung beeinflussen, nicht durchgeführt werden. Solche Ueberlegungen wären nur innerhalb der gleichen Gletscherklasse sinnvoll. Da jedoch auch bei der zahlenmässig grössten Klasse (0,1 - 1,0 km²) für eine statistische Auswertung zu wenig Beobachtungen vorliegen, wurde davon abgesehen.

Anzahl Werte	Klasse (km ²)	Fläche 1850	Fläche 1973	1850-1973 absolut	1973 in % von 1850
18	0,00-0,10	1,12	0,11	1,01	9,82
54	0,10-1,00	21,34	6,29	15,05	29,48
18	1,00-10,00	50,88	32,25	18,63	63,38
3	10,00-100,00	54,36	35,32	10,04	77,87

Tab. 7: Flächenveränderung (1850-1973) nach Gletschergrösse

Exposi- tion	Anzahl Werte	höchster Wert (m)	tiefster Wert (m)	Mittelwert (m ü.M.)	Standardab- weichung (m)
SW	1			2'840	
W	7	3'090	2'790	2'940	100,8
SE	5	2'970	2'870	2'927	37,7
E	14	3'070	2'780	2'903	94,4
S	1			3'030	
NW	23	3'230	2'770	2'897	111,2
NE	25	2'990	2'710	2'832	91,0
N	17	2'890	2'600	2'750	84,0

Tab. 8: Verteilung der Schneegrenzwerte um 1850 nach Exposition

3. SCHNEEGRENZE UM 1850

3.1 Einfluss der Exposition auf die Höhe der Schneegrenze

In Tab. 8 sind die Expositionen rangmässig nach der Höhe der mittleren Schneegrenze aufgeführt, wie es sich aus den Untersuchungen von MUELLER et al (1976) ergab, d.h. SW-Exposition mit dem höchsten bis N-Exposition mit dem tiefsten Wert. Für das Oberengadin zeigen sich deutlich tiefer liegende Werte für die Expositionen N und NE als Folge der geringen Einstrahlung. Zudem liegen die N- und NE-Hänge im Lee der schneebringenden Winde, die im Oberengadin vornehmlich bei Advektion feuchter Luft aus S bis SW fallen (Schneeverfrachtung). Die Werte aller übrigen Expositionen liegen relativ dicht beisammen.

Mit nur je einer Beobachtung der Orientierung SW und S konnten diese Grössen nicht in den Vergleich einbezogen werden. Trotzdem ergibt sich in der Abfolge eine gute Uebereinstimmung mit den Daten von MUELLER et al (1976). Für die einfache Standardabweichung muss mit gegen 100 m gerechnet werden, was im nachfolgenden Bild der Trendfläche zum Ausdruck kommt. Auch innerhalb dieses relativ kleinen Untersuchungsgebietes macht sich dadurch die lokale Lage ganz entscheidend bemerkbar.

3.2 Trendflächen-Analyse der Schneegrenze um 1850

3.2.1 Allgemeines zur Trendflächen-Analyse

Seit Beginn der siebziger Jahre liegen aus der Schweiz immer mehr Arbeiten vor, welche die Trendflächen-Analyse als mathematisches Hilfsmittel zur Erklärung von Verteilungen verwenden. Aus dem Bereich der physischen Geographie sei dabei besonders auf die Arbeiten von DORIGO (1971, 1975), FURRER und FITZE (1971), MUELLER et al (1976) und GILGEN (1977) hingewiesen. STEINER (1977) fasste die Problematik der Trendflächen-Analyse in einer grundsätzlichen Uebersicht zusammen. Die nachfolgenden Ueberlegungen stützen sich dabei hauptsächlich auf diesen Beitrag.

Der Zweck der Trendflächen-Analyse besteht einerseits in einer vereinfachten Beschreibung, andererseits in der Separierung von Variationskomponenten. Dabei wird eine Unterscheidung in a) einen 'Regional Trend' oder 'Haupttrend', dessen Einfluss sich über das ganze Untersuchungsgebiet erstreckt, b) einen 'Lokalen

Trend' oder 'Nebentrend', der Abweichungen vom 'Regionaltrend' erklärt sowie c) die 'Residuen', die keine systematische räumliche Variation mehr enthalten, angestrebt.

Als funktionale Form wurden im vorliegenden Fall Polynome der Form $z = a_1 + a_2x + a_3y + a_4x^2 + \dots$ gewählt. Diese Form wird heute am meisten verwendet, da sie relativ leicht zu interpretieren ist. Zudem verwendeten MUELLER et al (1976) ebenfalls Polynome zur Berechnung von Trendflächen der Gleichgewichtslinie von 1973 - das ermöglicht direkte Vergleiche.

Um zu entscheiden, bei welchem Polynomgrad der gesamte Trend als extrahiert zu betrachten ist, wurde das Verhalten der Residualvarianz untersucht (MANDELBAUM, 1963 zitiert in STEINER, 1977). Zur Bestimmung der Residual-Varianz Se^2 wird die Residualquadratsumme Q_e durch die Anzahl Freiheitsgrade dividiert. Da Q_e bei Erhöhung des Polynomgrades immer kleiner wird, sollte auch Se^2 immer kleiner werden. Da jedoch eine geringe Abnahme von Q_e die gleichzeitige Reduktion der Freiheitsgrade nicht immer aufwiegt, kann Se^2 wieder grösser werden. Wird nun Se^2 bei den weiteren Berechnungen immer grösser, so kann dies als Anhaltspunkt dienen, die Trendrechnung abzubrechen. In Tab. 9 sind die wichtigsten mathematischen Grössen zusammengestellt, welche zur Beurteilung der einzelnen Trendflächen notwendig sind.

3.2.2 Die Trendflächen 1. bis 6. Grades

3.2.2.1 Uebersicht

Schneegrenzwerte grosser Gletscher sprechen für ein bedeutend weiteres Gebiet als Werte kleiner Gletscher: daher wurden die 93 Eisströme nach ihrer Fläche um 1850 in vier Klassen (logarithmische Einteilung, siehe Kap. 1.2) aufgegliedert und anschliessend gewichtet. Für die Gewichtung wurde die Form $y=2^x$ gewählt, wobei x die Klasse darstellt; das heisst, die kleinsten Gletscher (0 bis 0,1 km²) wurden doppelt, die grössten (10 bis 100 km²) sechzehnfach gezählt. Durch diese Gewichtung ergaben sich aus den 93 Grunddaten für die Berechnung 444 Beobachtungen.

Das mit 93 Werten sehr dichte Netz und die annähernd flächentreue Gewichtung sollten ermöglichen, die Trendfläche niederen Grades als Bezugsniveau für grossräumige Vergleiche im Alpenraum zu verwenden sowie die Trendflächen höheren Grades zum Bezugsniveau für Schneegrenzwerte spätglazialer Stände innerhalb des Untersuchungsgebietes zu machen (Teil I, Kap. C.4).

Alle hier als Grunddaten verwendeten Schneegrenzwerte wurden mittels der Flächenteilungsmethode 2:1 berechnet (KERSCHNER, 1978; GROSS et al, 1978). Wie die Uebersicht (Tab. 10) zeigt, konnte bis zum 6. Grad der Korrelationskoeffizient R jedesmal erhöht werden. Ebenso ergibt die Analyse der Residual-Varianz

r = Polynomgrad

n = Anzahl Beobachtungen (1850: 93 ungewichtet, 444 gewichtet)

$g = (r+1)(r+2)/2$ = Anzahl Polynomenkomponenten

$FG = n - g$ = Anzahl Freiheitsgrade

z_i = Abhängige Variable (Schneegrenze) von x_i und y_i (Koordinaten)

d_i = aus x_i und y_i berechneter Punkt der Trendfläche

$$Q_g = \sum_{i=1}^n (z_i - z)^2 = \text{Gesamt-Quadratsumme}$$

$$Q_t = \sum_{i=1}^n (d_i - z)^2 = \text{Erklärte Quadratsumme}$$

$$Q_e = \sum_{i=1}^n (z_i - d_i)^2 = Q_g - Q_t = \text{Residual-Quadratsumme}$$

R = Multipler Korrelationskoeffizient

$R^2 = Q_t/Q_g$ = Bestimmtheitskoeffizient

$S_e^2 = Q_e/FG$ = Residual-Varianz

Tab. 9: Uebersicht der zur Trendflächenberechnung verwendeten mathematischen Grössen

r	1	2	3	4	5	6
n	444	444	444	444	444	444
FG	441	438	434	429	423	420
R	0,293	0,476	0,498	0,655	0,741	0,818
R^2	0,086	0,227	0,248	0,429	0,550	0,669
Q_g	5100310	5100310	5100310	5100310	5100310	5100310
Q_t	436898	1156162	1204791	2185807	2803426	3412238
Q_e	4663412	3944148	3835519	2914503	2296884	1688072
S_e	10575	9004	8838	6810	5430	4058

Tab. 10: Uebersicht der Trendflächen 1. - 6. Grades

S_e^2 jeweils eine Verbesserung an, wodurch auch beim 6. Grad der gesamte Trend als noch nicht vollständig extrahiert zu betrachten ist.

Weshalb trotzdem auf eine weitere Erhöhung des Polynomgrades verzichtet wurde, ergibt sich aus der Besprechung der einzelnen Trendfläche, wobei nur auf die Grade 2, 4, 6 eingegangen wird, bei denen jeweils eine deutliche Verbesserung erzielt wurde.

3.2.2.2 Trendfläche 2. Grades (Fig. 18)

Sehr deutlich zeigt sich hier die für das Oberengadin charakteristische Auswirkung der Massenerhebung mit einer allgemein sehr hohen Schneegrenze gegenüber dem Alpenrand (vgl. Daten in GROSS et al, 1978). Die Elliptische Anordnung der Höhenkurven ergibt sich dabei aus der Niederschlagsverteilung mit dem Minimum im Haupttal, dem Maximum gegen das Bergell sowie den beiden sekundären Maxima Bernina- und Err-Gruppe. Der Abfall gegen das Unterengadin ist jedoch ein rein mathematisches Resultat und kann klimatologisch nicht gestützt werden. Als Mittelwert für den Zeitraum um 1850 kann man für das Oberengadin eine Schneegrenze von 2'860 m ü.M. annehmen. Aus dem Höhenkurvenbild ergibt sich der Haupttrend: die Massenerhebung.

3.2.2.3 Trendfläche 4. Grades (Fig. 19)

Der Einfluss der Massenerhebung mit dem Zentrum im Raume Silvaplana tritt immer noch deutlich in Erscheinung, doch bedürfen die einzelnen Regionen nun einer kurzen Erläuterung, was im Hinblick auf die Verwendbarkeit als Bezugsniveau notwendig erscheint.

Val Bever: In der hinteren Val Bever tritt als Nebentrend der Expositionseinfluss deutlich in Erscheinung. Dass dieser praktisch nur da auftritt, hängt mit der eingangs erwähnten Gewichtung zusammen, denn nur hier fallen alle Gletscher in die gleiche Grössenklasse. In der vorderen Val Bever drücken die N-exponierten Gletscher Palüd Marscha und Ot die Trendfläche eher zu stark.

Forno-Gebiet: Die starke Niederschlagszunahme gegen den Talhintergrund wirkt sich ganz auf die Trendfläche aus.

Val Fedoz bis Val Roseg: Die Absenkung gegen den Talhintergrund drückt auch hier den zunehmenden Niederschlag aus.

TRENDFLAECHEN-ANALYSE DER SCHNEEGRENZE UM 1850

POLYNOM 2.GRADES

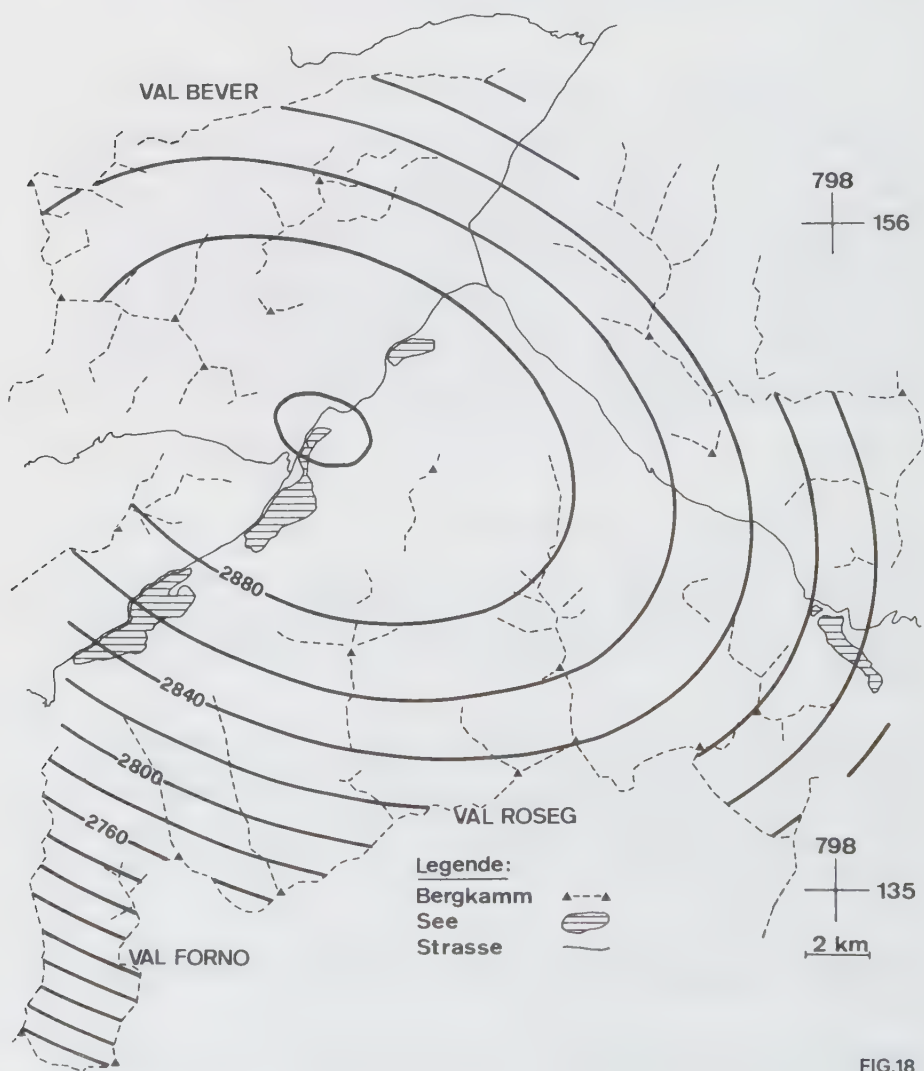


FIG.18

TRENDFLAECHEAN-ANALYSE DER SCHNEEGRENZE UM 1850

POLYNOM 4. GRADES

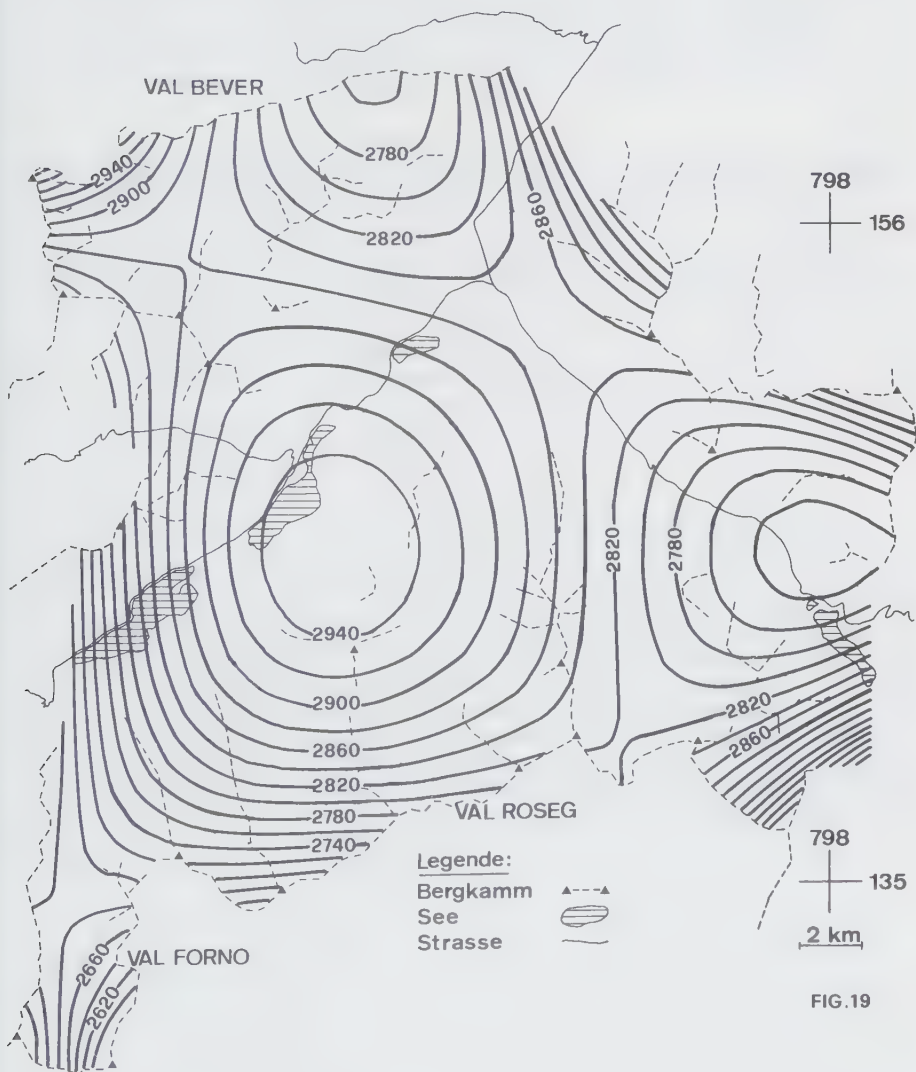


FIG. 19

Morteratsch: Die reine Nord-Exposition dieses flächenmässig bedeutendsten Gletschers wirkt sich gegenüber den kleineren Nachbargletschern unterschiedlicher Exposition so stark aus, dass diese bei der Berechnung der Trendfläche kaum berücksichtigt werden.

Palü-Gletscher: Auffallend ist die weitaus höhere Schneegrenze beim Palü als beim Morteratsch, - dies einerseits wegen der unterschiedlichen Exposition, andererseits wegen des wesentlich geringeren Niederschlagsangebotes. Zudem kann beim vorherrschenden Passwind eine starke, sich auf die Massenbilanz negativ auswirkende Schneeverfrachtung nicht ausgeschlossen werden.

Talachse: Gegenüber dem 2. Grad ist nur noch ein Absinken gegen das Bergell nachzuweisen, was klimatologisch als sinnvoll erscheint.

Verwendet man diese Trendfläche als Bezugsniveau für spätglaziale Verhältnisse, so ist die Verteilung der Beobachtungen zu berücksichtigen: diese führt besonders in der vorderen Val Bever zu einseitigen Expositionsverhältnissen. Allgemein kann gegenüber dem 2. Grad gesagt werden, dass die Niederschlagsverteilung (Teil I, Kap. A.2) stärker in Erscheinung tritt und die Exposition als Nebentrend nachzuweisen ist.

3.2.2.4 Trendfläche 6. Grades

Vom 4. über den 5. bis zum 6. Grad konnte noch eine Verbesserung der Trendfläche bezüglich Korrelationskoeffizient und Residual-Varianz erreicht werden. Das Kurvenbild zeigt eine Verstärkung der relativen Maxima und Minima speziell im randlichen Bereich. So erreichen beim 6. Grad die einzelnen Gitterpunkte am Rand, aber noch innerhalb des Vertrauensbereiches, Werte von + 4'240 m ü.M. bis + 2'100 m ü.M. Deswegen ist die Trendfläche nur noch in der Kernzone aussagekräftig: Als Bezugsniveau können jedoch Trendflächen vom 5. Grad weg nicht mehr verwendet werden. Deshalb wurde trotz den mathematischen Gegebenheiten auf eine weitere Erhöhung des Polynomgrades verzichtet.

3.3 Vergleich der 'Schneegrenze' um 1850 mit 1972/1973

Wie bereits in der Einleitung festgestellt, werden hier unter Umständen zwei ungleichartige Grössen miteinander verglichen. Bei den Werten für den Zeitraum um 1850 handelt es sich um die Schneegrenze, d.h. um einen Mittelwert der Gleichgewichtslinie über einen längeren Zeitraum; 1972/1973 dagegen ist es die 'firn line', die allerdings nach MUELLER et al (1976) eine gute Näherung für die Gleichgewichtslinie darstellt. Somit bleibt nur noch das Problem, ob die Daten von 1972/1973 auch für einen längeren Zeitraum typisch sind. Dies wird im folgenden Abschnitt angegangen.

Fig. 20 zeigt die 26 Gletscher des Oberengadins, für die sowohl Daten für den Zeitraum um 1850 wie für 1972/1973 vorliegen. Die angegebenen Höhenänderungen zeigen in der Bernina-Gruppe einen deutlich stärkeren Anstieg als in der Err-Gruppe. Hier stellt sich die Frage, wie weit es sich um eine klimatische Erscheinung handelt, oder ob dieser Effekt nur für das Haushaltsjahr 1972/1973 gilt (vgl. Teil I, Kap. A.2).

3.3.1 Das Haushaltsjahr 1972/1973 im Vergleich mit zehnjährig übergreifenden Mitteln (Tab. 11)

Gewählt wurde das zehnjährige Mittel, weil bei der international empfohlenen Periode von 30 Jahren, wie sie in der 'Klimatologie der Schweiz' verwendet wird, kurzfristige Klimarückschläge unterdrückt werden. So treten die Gletschervorstösse 1890 und 1920 bei dieser Periodenwahl klimatologisch praktisch nicht in Erscheinung (SUTER, unpubl.). Als Referenzstationen verwendete ich wiederum Bivio für die Err-Gruppe und Bernina-Hospiz für die Bernina-Gruppe. Untersucht wurden die nach HOINKES und STEINACKER (1975) für den Massenhaushalt entscheidenden Grössen Temperatur (Mai - September), Winterniederschlag (Oktober - April) sowie die Sommerschneefälle (vgl. Teil III, Gletscher-Klima). Nach HOINKES (1970) besteht ein direkter Zusammenhang zwischen Massenhaushaltsänderungen und der Höhe der Gleichgewichtslinie, so dass auch für diese Grösse die oben erwähnten Klimaparameter massgebend sind.

HOEHENAENDERUNG DER «SCHNEE - GRENZE» 1850 / 1973

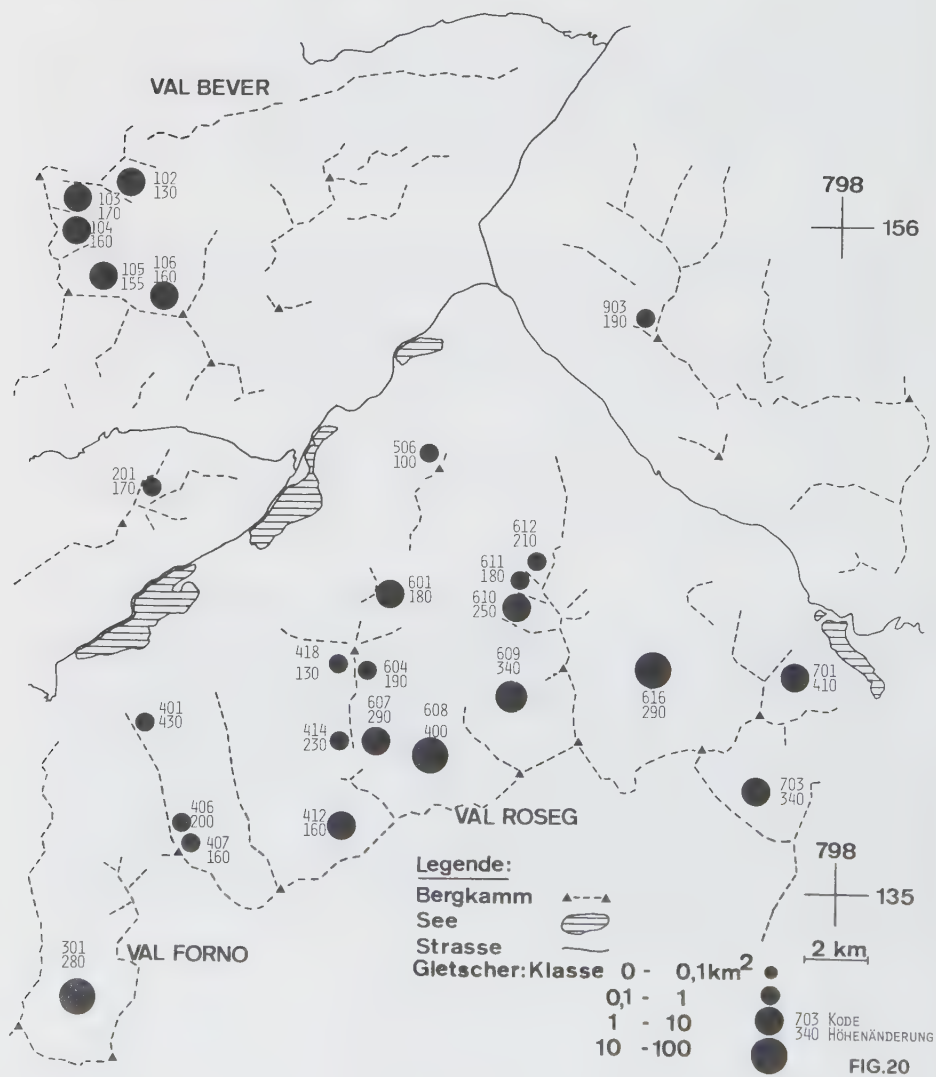


FIG.20

3.3.1.1 Temperatur (Mai - September)

Wie im Teil III gezeigt wird, können die Monatsmittel stellvertretend für die Temperatursummen herangezogen werden. Für beide Stationen lagen die Sommertemperaturen 1973 im Mittel rund 11 % über den zehnjährigen Mitteln (Tab. 11). Bei Bernina lagen die Werte in den jüngeren Perioden sogar etwas darüber, in den älteren Abschnitten dagegen etwas tiefer. Bei Bivio zeigen sich bei den Vergleichsperioden ziemlich ausgeglichene Verhältnisse.

3.3.1.2 Winterniederschlag (Oktober - April)

Nach LEMANS (1974) gehörte der Winter 1972/1973 im Engadin zu den sechs trockensten dieses Jahrhunderts. Insbesondere die Station Bernina widerspiegelt diese Trockenheit: Hier wurde nur rund die Hälfte der nach den Mittelwerten zu erwartenden Niederschlägen registriert. In Bivio dagegen waren es immerhin rund 70 % (Tab. 11). Im einleitenden Kapitel zum Klima des Oberengadins wurde festgestellt, dass beide Stationen die Hauptniederschläge bei Südstau erhalten. Dass die Prozentwerte trotzdem so unterschiedlich ausfielen, muss durch einen weitgehenden Ausfall der reinen Südlagen begründet werden, was sich besonders auf die östliche Bernina-Gruppe auswirkt. Die häufigeren SW-Lagen bringen dagegen hohe Niederschläge im Bergell und wirken sich besonders vom Forno-Gebiet bis zur Err-Gruppe aus; sie beeinflussen die östliche Bernina-Gruppe aber nur unbedeutend. Dies erklärt auch, warum die 'Schneegrenze' in der östlichen Bernina-Gruppe weit höher ansteigt als in den Gebieten Forno-Fex und Err-Gruppe, da wie erwähnt die Sommertemperaturen bei beiden Klimastationen mit etwa gleichen Werten zu hoch waren.

3.3.1.3 Sommerschneefälle (Mai - September)

Untersucht wurde nur der Sommer 1973 und zwar für ein Niveau von 3'100 m ü.M., was etwa der mittleren Höhe der Gleichgewichtslinie im Oberengadin für 1973 entspricht (MUELLER et al, 1976). Wie in Tab. 11 aufgeführt, erhielt die Bernina-Gruppe in der Zeit Mai - September weit höhere Schneefälle als die Err-Gruppe. Betrachtet man aber die für die Ablation entscheidenden Monate Juli - September (vgl. Teil III, Gletscher-Klima), so ergeben sich für die Err-Gruppe Schneefälle von 658 mm Wasseräquivalent, für die Bernina-Gruppe 564 mm: auch hier ein Indiz für den höheren Anstieg der Gleichgewichtslinie in der Bernina-Gruppe.

a

Periode	Bernina (2'256 m ü.M.)		Bivio (1'770 m ü.M.)	
	absolut	1973 in % zu:	absolut	1973 in % zu:
1961-1970	7,08	105,1	8,64	111,8
1962-1971	6,98	106,6	8,66	111,5
1963-1972	6,78	109,7	8,62	112,1
1964-1973	6,81	109,3	8,71	110,9
1965-1974	6,63	112,2	8,60	112,3
1966-1975	6,66	111,7	8,74	110,5
1967-1976	6,57	113,2	8,75	110,4
1968-1977	6,39	116,4	8,71	110,9
1973	7,44		9,66	

b

Periode	Mai - September				Oktober - April			
	Bernina		Bivio		Bernina		Bivio	
	abs.	1973 in % zu:	abs.	1973 in % zu:	abs.	1973 in % zu:	abs.	1973 in % zu:
1961-70	165	127,3	119	116,8	143	48,3	82	65,9
1962-71	171	122,8	120	115,8	142	48,6	79	68,4
1963-72	179	117,3	122	113,9	143	48,3	76	71,1
1964-73	180	116,7	120	115,8	130	53,1	75	72,0
1965-74	183	114,8	125	111,2	125	55,2	73	74,0
1966-75	172	122,1	118	117,8	127	54,3	75	72,0
1967-76	172	122,1	119	116,8	124	55,6	72	75,0
1968-77	174	120,7	118	117,8	131	52,7	74	73,0
1972/73	210		139		49		54	

c

Berechnung für das Niveau 3'100 m ü.M. in mm Wasseräquivalent	
Bernina:	41,9 % (mittlerer Monatswert: 88 mm)
Bivio:	36,4 % (mittlerer Monatswert: 51 mm)

Tab. 11a: Temperatur (mittlere Monatswerte, °C), Mai - September 1973

b: Niederschlag (mittlere Monatswerte, mm) 1972/1973

c: Sommerschneefälle (Mai - September) in % des Sommer-niederschlages (1973)

3.3.2 Zusammenfassung

Aufgrund der klimatologischen Daten muss das Haushaltsjahr 1972/1973 bezüglich des Oberengadins als Ausnahmejahr bezeichnet werden (vgl. dazu auch MUELLER et al, 1976, Kap. 4.1). Die Verwendung der 'firn line' 1973 als Schneegrenze ist demzufolge definitionsgemäss nicht statthaft. Damit erübrigen sich aber auch allfällige klimatologische Interpretationen, die sich aus dem Vergleich der 'Schneegrenzen' um 1850 und 1972/1973 ergeben hätten. Der Anstieg der 'firn line' 1973 von NW gegen SE lässt sich aus den klimatologischen Daten (Tab. 11) ohne weiteres erklären.

4. ZUSAMMENFASSUNG DES TEILS II

- Flächenveränderung im Zeitraum um 1850 bis 1973:
Für das gesamte Oberengadin resultiert eine Abnahme der vergletscherten Flächen von rund 40 %. Dabei haben die kleinen Gletscher prozentual weit mehr eingebüsst als die grossen Eisströme.
- Der Einfluss der Exposition auf die Höhe der Schneegrenze um 1850:
Nur die Expositionen N und NE verursachen deutlich tiefere Werte (geringe Einstrahlung, Leelage). Die Werte aller übrigen Expositionen liegen relativ nahe beisammen.
- Trendflächen-Analyse der Schneegrenze um 1850:
Bei der Trendfläche 2. Grades resultiert als Haupttrend die Massenerhebung. Als Mittelwert kann für das Oberengadin eine Schneegrenze von 2'860 m ü.M. angenommen werden. Die Trendfläche 4. Grades ergibt als Nebentrends einerseits die Exposition, andererseits die Niederschlagsverteilung. Flächen höheren Polynomgrades sind nur noch in der Kernzone des Untersuchungsgebietes aussagekräftig; es wurde daher auf weitere Analysen verzichtet.
- Vergleich der 'Schneegrenze' um 1850 mit 1972/1973:
Das Haushaltsjahr 1972/1973 muss bezüglich einer Vergleichsperiode (1961/1970) als klimatisches Ausnahmejahr bezeichnet werden: Der Winter war zu trocken und der Sommer zu warm. Die Lage der Gleichgewichtslinie 1972/1973 (MUELLER et al, 1976) kann daher nicht einer Schneegrenze gleichgesetzt werden. Damit erübrigen sich aber leider auch die klimatologischen Ueberlegungen, die sich aus dem Vergleich der 'Schneegrenze' um 1850 mit 1972/1973 ergeben hätten.

TEIL III

UNTERSUCHUNGEN ZUR BEZIEHUNG GLETSCHER – KLIMA

1. EINLEITUNG

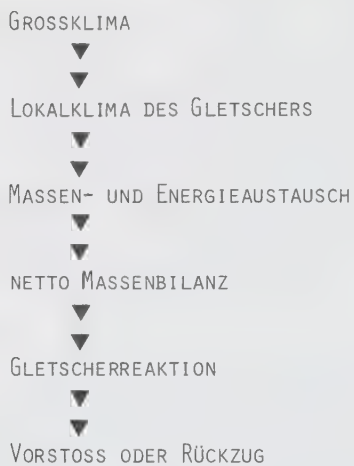
Als Beitrag zur Klimageschichte erforscht seit mehreren Jahren eine Gruppe des Geographischen Institutes der Universität Zürich die Geschichte der Schweizer Gletscher. Daraus resultierte bisher eine Fülle von Angaben, die uns zeitlich festgelegte Gletscherauseinandersetzungen belegen (insbesondere SCHNEEBELI, 1976; ROETHLISBERGER, 1976). So konnte für die Neuzeit (ab 1500 n.Chr.) bereits eine beinahe lückenlose Kurve der relativen Bewegung des Zungenendes eines 'mittleren' Alpengletschers gezeichnet werden (FURRER et al, 1980). All diese Angaben der Lage des Zungenendes ergeben uns Hinweise über einen Gletschervorstoss bzw. -rückzug. Wie kompliziert nun aber der Schluss auf das Klima ist, zeigt das Flussdiagramm von MEIER (Fig. 21), insbesondere da wir in Unkenntnis der einzelnen Parameter vom Gletschervorstoss/-rückzug direkt auf das Klima schliessen müssen (Fig. 21). In bisherigen Untersuchungen zur Beziehung Klima - Gletscher konnte der Schritt Lokalklima - Massenbilanzänderung quantitativ am besten erfasst werden (HOINKES, 1971; HOINKES und STEINACKER, 1975; WAKONIGG, 1971). Diese Arbeiten bilden daher auch die Grundlage zu den folgenden Überlegungen zur Beziehung Klima - Zungenlängenänderungen.

In einer ersten Arbeit wurde der Einfluss der Temperatur untersucht (GAMPER und SUTER, 1978). Die Ergebnisse werden hier nochmals kurz zusammengefasst und ergänzt, bevor dann in einem weiteren Schritt der Einfluss des Niederschlages beurteilt wird. Zum Schluss wird, mittels einer schrittweisen multiplen Regressionsanalyse untersucht, in welchem Mass die einzelnen, unabhängigen Variablen (Klimaparameter) einen Beitrag zur Erklärung der abhängigen Variablen (Gletscherdaten) leisten.

Für die Untersuchungen wurden die von der Gletscherkommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft (GK-SNG) vermessenen Gletscher in den Kantonen Graubünden, Glarus und St. Gallen gewählt, sofern die Messreihen keine groben Fehler aufwiesen und genügend lang waren. Dies einerseits, da am Geographischen Institut der Universität Zürich schon einige Arbeiten über diese Gletscher vorliegen; andererseits konnten so in einem relativ eng begrenzten Gebiet nach Form, Grösse, Höhenlage, Relief, Exposition sowie klimatologisch Nord- bzw. Südeinfluss recht unterschiedliche Gletscher erfasst werden. Zudem lag durch die Untersuchungen von GENSLER (1978) eine ausgezeichnete Arbeit über das Klima von Graubünden vor, wodurch die noch zu diskutierenden Ergebnisse auch klimatologisch abgestützt werden konnten.

Die für die nachfolgenden Berechnungen herangezogenen Gletscher und Klimastationen sind in Fig. 22 eingetragen. Um den Grundverlauf der einzelnen Datenreihen zu verdeutlichen und sie für die weiteren Untersuchungen aufzubereiten, wurden die Kurven geglättet. Als optimale Glättung ergab sich für die vorliegende

FLUSSDIAGRAMM VON M.F. MEIER (1965)



VORGEGEBENE ARBEITSWEISE

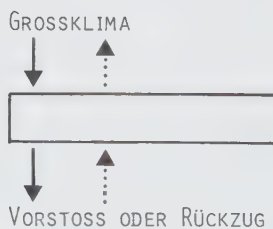


FIG.21

Aufgabe das dreijährig gewogene Mittel. Bereits ab dem fünf-jährigen Mittel werden zuviele relative Maxima und Minima unterdrückt; die Extrema der Urkurven können sich um mehrere Jahre verschieben.

Bei den Korrelationsrechnungen wurde allgemein der Korrelationskoeffizient nach PEARSON berechnet.

2. DER EINFLUSS DER TEMPERATUR AUF DIE LAENGE VON GLETSCHERZUNGEN

Wie HOINKES bereits 1971 feststellte, beeinflusst die Summe der positiven Temperaturen während der Ablationsperiode die Massenbilanz entscheidend. Als guter Näherungswert kann nach dem selben Autor auch die Summe der positiven Temperaturen während der potentiellen Ablationsperiode vom 1. Mai bis 30. September verwendet werden.

Da die publizierten Werte der bearbeiteten Temperaturreihen nur als Monatsmittel vorliegen (SCHUEPP, 1961), musste versucht werden, durch eine geeignete Gewichtung der Mittelwerte die Summe der positiven Temperaturen möglichst gut zu widerspiegeln: Aus den Daten der Wettersonden von Payerne wurden für die 700 mb - Fläche die Monatsmittel (Annalen der MZA 1958 - 1976) mit den Temperatursummen (GENSLER, zitiert in KUHN, 1958-1962 und LEMANS, 1963-1976) der Periode 1. Mai bis 30. September verglichen. Ich wählte die 700 mb - Fläche, da sie etwa der heutigen mittleren Höhe der Schneegrenze im Oberengadin entspricht. Zunächst wurde die mittlere Verteilung der Temperatursummen auf die einzelnen Monate für die Messperiode 1958 - 1976 untersucht. Nimmt man das Total Mai bis September als 100 %, so entfallen auf den Mai 3,5 %, Juni 15,1 %, Juli 30,2 %, August 30,6 % und September 20,6 %. Zur Korrelationsrechnung der Monatsmittel mit dem Temperatursummen wurden zwei Berechnungsarten durchgeführt:

1. Mittelwert der Monatsmittel (Mai - September), verglichen mit den Temperatursummen (Mai - September). Dies ergab einen Korrelationskoeffizienten von $r = 0,869$, was einem Bestimmtheitsmass von 75,5 % entspricht.
2. Gewichtung der Monatsmittel aufgrund der mittleren Verteilung der Temperatursummen 1958 - 1976 ($1 \times \text{Mai} + 5 \times \text{Juni} + 10 \times \text{Juli} + 10 \times \text{August} + 7 \times \text{September}$): 33) und Vergleich mit den Temperatursummen (Mai - September). Dies ergab einen Korrelationskoeffizienten von $r = 0,924$, was einem Bestimmtheitsmass von 85,4 % entspricht.

VERTEILUNG DER GLETSCHER UND KLIMASTATIONEN

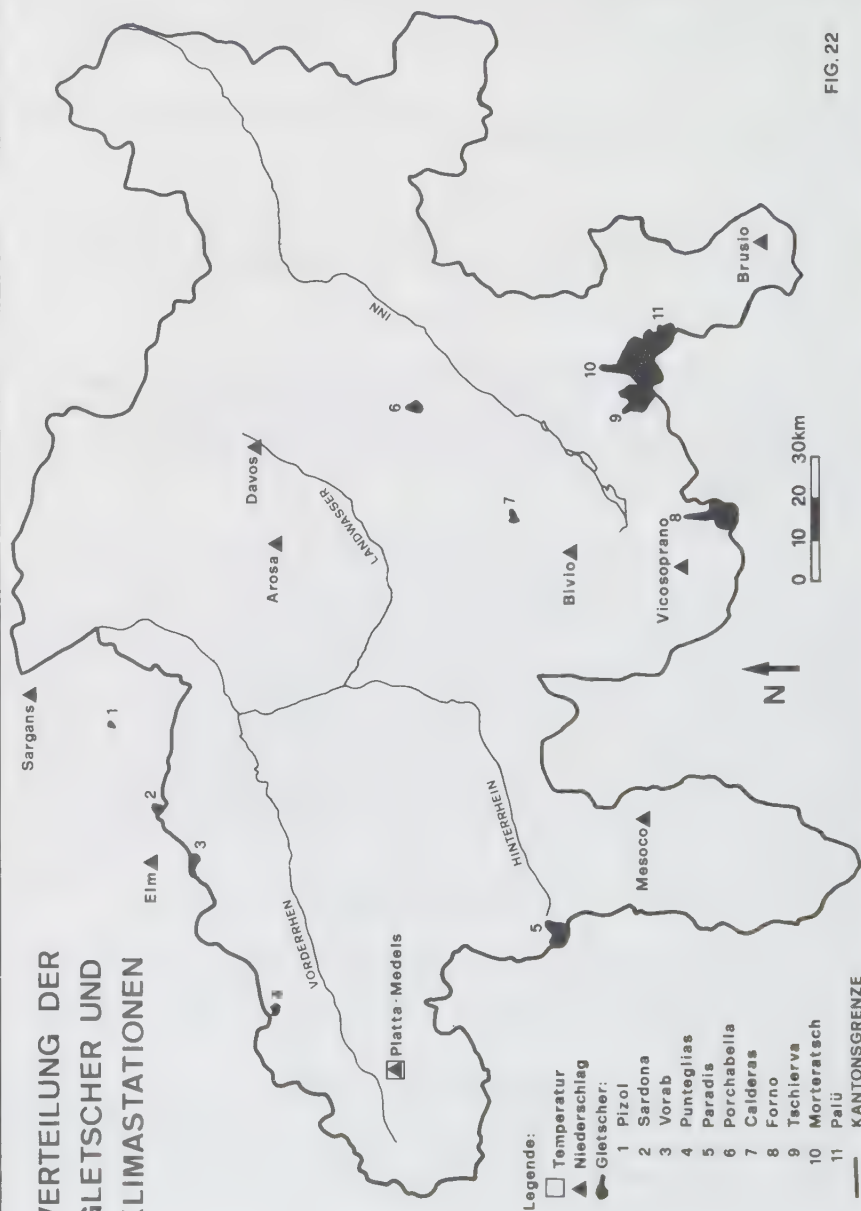


FIG. 22

Trotz dieser deutlichen Erhöhung des Bestimmtheitsmasses ergaben spätere Untersuchungen, dass beim Vergleich mit den Gletscherdaten durch Gewichtung der Monatsmittel keine Verbesserung erzielt werden kann. Man darf daher ohne weiteres mit dem Mittelwert aus den fünf Monatsmitteln Mai - September rechnen; dies ist für spätere Temperaturabschätzungen bei veränderten Gletscherausdehnungen nur von Vorteil.

Um eine geeignete Bezugsstation für den Vergleich des Temperaturverlaufes mit den Gletscherzungenlängenänderungen zu finden, wurden sämtliche langjährigen, geglätteten Temperaturreihen aus dem Kanton Graubünden sowie von einigen weiteren Stationen miteinander korreliert (Tab. 12). Allgemein sind die Korrelationskoeffizienten sehr hoch, besonders innerhalb der beiden Gruppen Berg- und Talstationen. Dies trotz der im Sommer herrschenden unterschiedlichen konvektiven Wirkung (siehe dazu auch FLIRI, 1968). Einzig Bever fällt aus der Reihe, was sich jedoch durch die ausgesprochene Tallage sowie den morgendlichen und abendlichen Kaltluftsee erklärt.

Da aufgrund der Ergebnisse in Tab. 12 keine der Stationen eindeutig von der weiteren Bearbeitung ausgeschlossen werden konnte, wurden sämtliche Gletscherkurven mit allen Temperaturreihen korreliert. Massenbilanzänderungen, die jeweils direkt Ausdruck der betreffenden Sommertemperaturen sind, wirken sich unter Umständen am Zungenende erst nach mehreren Jahren aus. Daher wurden die Temperaturreihen gegenüber den Gletscherkurven jeweils um 0 bis 30 Jahre verschoben korreliert. Bei allen elf Gletschern ergab sich durch die Untersuchung dieser 30 Korrelationskoeffizienten die jeweilige mittlere Verzögerungszeit jedes Gletschers gegenüber dem Temperaturverlauf (Tab. 13).

Durch den Vergleich der Fünfjahresmittel der Sommertemperaturen (Juni - August) von Bever mit den Zungenlängenänderungen des Roseg- bzw. Tschiervagletschers erhält GENSLER (1967, p. 210) ebenfalls eine Verzögerungszeit von fünf Jahren.

Die höchsten Korrelationskoeffizienten ergaben sich meistens aus dem Vergleich der Klimastation Platta-Medels mit den Gletscherkurven. Dies erklärt sich aus der Hanglage, welche die Temperaturverhältnisse in Gletschnähe am besten widerspiegelt. Ausserdem handelt es sich bei Platta-Medels um ein kleines Dorf, in dem die Temperaturverhältnisse kaum durch zivilisatorische Einflüsse verfälscht werden. Weiter dürfte die mittlere Lage der Station im Alpenraum die unterschiedlichen Einflüsse von Nord und Süd etwas ausgleichen.

Zürich	1,00								
Basel	0,97	1,00							
Genf	0,95	0,91	1,00						
Davos	0,95	0,94	0,93	1,00					
Bevers	0,85	0,85	0,91	0,91	1,00				
Platta-Medels	0,92	0,94	0,93	0,97	0,90	1,00			
Gotthard	0,91	0,92	0,92	0,96	0,88	0,95	1,00		
Engelberg	0,96	0,96	0,94	0,97	0,89	0,95	0,94	1,00	
St-Bernard	0,91	0,84	0,87	0,95	0,91	0,94	0,96	0,94	
	ZH	BS	GE	Davos	Be- vers	Plat- ta- Med.	Gott- hard	Engel- berg	

Tab. 12: Korrelation der Temperaturreihen (1901 - 1960)

Wie sind diese Ergebnisse zu werten? Ganz klar zeigt sich hier die Bedeutung, die der Wahl der Referenzstation zukommt. Obwohl die einzelnen Temperaturstationen untereinander sehr hoch korrelieren, ergibt sich die höchste Uebereinstimmung bei neun von elf Gletschern mit Platta-Medels. Zu den in Tab. 13 aufgeführten Korrelationskoeffizienten ist zu sagen, dass sie wohl alle auf dem 1 % Signifikanzniveau (Test nach FISHER, 1963, Tab. 17) gesichert sind, trotzdem müssen alle Werte als sehr niedrig angesehen werden. Aus dem Bestimmtheitsmass können nur 25 bis 52 % der Gletscherschwankungen direkt durch die Temperaturänderungen erklärt werden. Dies bestätigt die These, dass aus den Zungenlängenänderungen eines einzelnen Gletschers Rückschlüsse auf Massenbilanzänderungen und damit auf das Klima nicht zulässig sind (FINSTERWALDER, 1953; Vorträge von PATZELT am 18.1.77 in Zürich und am 15.5.80 in Trier). Die lokalklimatischen und morphologischen Faktoren überwiegen bei den meisten Gletschern, so dass sich die gross- oder regionalklimatischen Gegebenheiten kaum abzeichnen. Nur die Werte einer genügend grossen Zahl verschiedener Gletscher können als Hinweise für grossklimatische Änderungen herangezogen werden (KASSER und BISAZ, 1968). Ueber die Verzögerungszeiten (Tab. 13) lässt sich ganz allgemein sagen: Kleine Gletscher reagieren nach 0 - 4 Jahren, grössere mit einer Verzögerung von 5 - 16 Jahren. Dabei spielt neben der Grösse auch die mittlere Neigung des Gletschers eine Rolle, indem steile Gletscher (Porchabella, Tschierva) schneller reagieren als flache Eisströme (Vorab, Palü). Wie weit die Exposition eine Rolle spielt, lässt sich aus den wenigen Daten

Gletscher	Exposition ¹⁾	Länge max. km ¹⁾	Höhe ¹⁾ max. min. Meter ü.M.	Fläche km ² 1)	Korr.koef. Vergl.mit Temp.von Pl.-Medels	mittl.Verzög.zeit in Jahren	Länge der Messreihe
Pizol	N	0,6	2'780 2'480	0,31	- 0,60	0	1895-1973
Sardona	E	1,1	3'020 2'480	0,84	- 0,66	0	1895-1972
Punteglias	S	2,0	3'000 2'340	0,93	- 0,58	0	1897-1973
Calderas	NE	2,0	3'300 2'720	1,12	- 0,51	0	1895-1974
Porchabella	N	2,5	3'320 2'620	2,59	- 0,72	0	1894-1972
Vorab	E	2,0	2'960 2'580	2,51	- 0,38	4	1895-1974
Paradis	N	3,6	3'400 2'360	4,60	- 0,55	5	1899-1974
Tschierva	NW	5,0	4'000 2'180	6,83	- 0,55	5	1894-1975
Palü	E	4,0	3'860 2'320	6,62	- 0,47	6	1895-1975
Forno	N	6,8	3'360 2'180	8,74	- 0,65	11	1893-1975
Morteratsch	N	7,5	4'020 2'100	17,15	- 0,67	16	1882-1975

Tab. 13: Uebersicht der elf untersuchten Gletscher

1) Daten aus Müller et al, 1976

nicht abschätzen (vgl. dazu KASSER und AELLEN, 1976). Zusätzlich ist zu bemerken, dass zum Vergleich der Zungenlängenänderungen verschiedener Gletscher die Verzögerungszeiten bekannt sein müssen.

Um nun die technischen (Messlücken, -fehler), morphologischen (Relief, Exposition) sowie lokalklimatischen Einflüsse auszugleichen und zugleich abzdämpfen, wurden im Sinne eines Modells mittlere Zungenlängenänderungen berechnet. Die besten Ergebnisse lieferte jener Versuch, bei dem zuerst die einzelnen Verzögerungszeiten berücksichtigt und die Amplituden der verschiedenen Gletscherkurven ausgeglichen waren; anschliessend wurden die entsprechenden Werte aufsummiert und durch die Anzahl Gletscher (11) dividiert. Die Datenreihe dieses 'mittleren Gletscher' wurde dann mit der Temperaturreihe von Plattamedels korreliert. Als Korrelationskoeffizient für den untersuchten Zeitabschnitt von 1902 - 1958 ergab sich ein Wert von $r = -0,885$, was einem Bestimmtheitsmass von 78,3 % entspricht (Fig. 23). So liess sich nachweisen, dass durch zusammengefasste Zungenlängenänderungen verschiedener Gletscher Rückschlüsse auf klimatologische Änderungen erlaubt sind.

Wie weit sich die Temperaturen der einzelnen Monate auf die Werte des 'mittleren Gletschers' auswirken, wurde zuerst durch eine einfache Korrelation und anschliessend durch eine schrittweise, multiple Regression für den Zeitraum 1902 - 1958 untersucht. Als Temperaturstation verwendete ich wiederum Plattamedels. Die einfache Korrelation (Tab. 14) zeigt den sehr kleinen Einfluss des Monats Mai auf Zungenlängenänderungen; gering ist ebenfalls die Wirkung des Juni. Dass der August einen geringeren Einfluss als der Juli hat, dürfte an seiner ausgeglichenen Temperatur liegen, was sich in der kleinen Standardabweichung (Tab. 15) ausdrückt. Am entscheidendsten ist jedoch der September, der allein bereits mehr als 50 % der Gletscherdaten erklärt. Diese Dominanz der Septembertemperaturen auf das Zungenverhalten wird auch vom Statistiker und Meteorologen R. SNEYERS (Brüssel) bestätigt (mdl. Mitteilung September 1980).

Nach GENSLER (schriftl. Mitteilung vom 17.10.80) gilt dies jedoch nur für den Zungenbereich des Gletschers. Im Firnbereich dagegen wirkt die gleiche positive Gradtagsumme nicht mehr so stark wie im Hochsommer, was er wie folgt begründet. Bei Schönwetterperioden im September herrscht geringere Konvektion (geringere Einstarhlung), was trockenere Luft bewirkt und daher zu stärkerer Oberflächenverdunstung des Schnees führt. Daraus folgt eine tiefere Oberflächentemperatur des Schnees, so dass bei einer Lufttemperatur von + 3 bis + 5° C der Schnee unter oder bei 0° C bleibt. Ueberschlagsmässig erzeugen somit auf 3'000 m ü.M. die gleichen Summen positiver Gradtage im September nur noch etwa die Hälfte Schmelzleistung wie an einem vergleichbaren Hochsommertag.

VERGLEICH TEMPERATUR- / ZUNGENLAENGENAENDERUNG

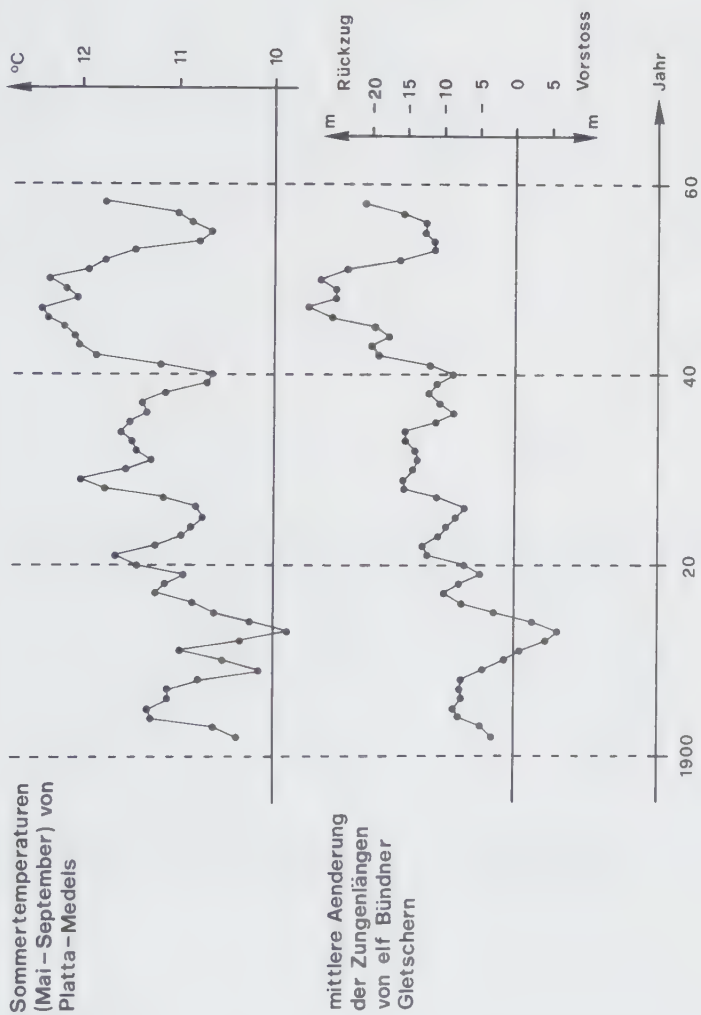


FIG. 23

Gletscher	1,000						
Mai	-0,381	1,000					
Juni	-0,513	0,145*	1,000				
Juli	-0,682	0,170*	0,398	1,000			
August	-0,619	0,212*	0,282*	0,473	1,000		
September	-0,742	0,167*	0,256*	0,410	0,455	1,000	
	Glet- scher	Mai	Juni	Juli	August	Septem- ber	

Tab. 14: Korrelation 'mittlerer Gletscher' zu dem Monatswerten der Temperatur

* auf dem 1 % Signifikanzniveau nicht mehr gesichert (siehe Tab. 6)

Monat	Mai	Juni	Juli	August	September
Mittelwert ($^{\circ}\text{C}$)	8,23	11,45	13,33	12,95	10,27
Standard- abweichung ($^{\circ}\text{C}$)	0,95	0,82	1,01	0,75	0,98

Tab. 15: Charakterisierung der Temperaturwerte der einzelnen Monate

Schritt	einbezogene Variable	multipler Korrelationskoeffizient	Bestimmtheitsmass
1	September	0,742	0,551
2	Juli	0,850	0,723
3	Mai	0,877	0,769
4	Juni	0,898	0,806
5	August	0,904	0,817

Tab. 16: Schrittweise, multiple Regression des 'mittleren Gletschers' mit den Temperaturwerten der einzelnen Monate

Im wesentlichen bestätigt die schrittweise, multiple Regression die eben gemachten Ueberlegungen. Dass beim 3. Schritt nicht der August hereingenommen wird, erklärt sich durch die recht gute Korrelation mit den Monaten Juli und September (Tab. 16), wodurch der August nur noch wenig zur weiteren Erklärung der Beziehung Temperatur-Zungenlängenänderung beitragen kann. Ähnliches gilt für den Juni, der aufgrund der Einfachkorrelation vor dem Mai einbezogen werden sollte. Auch hier liegt eine recht gute Korrelation mit dem Juli vor, wodurch der gleiche Effekt wie beim August, jedoch abgeschwächt, auftritt.

Insgesamt kann durch die multiple Korrelation der Einzelmonate mit dem 'mittleren Gletscher' eine Verbesserung um 3,4 % gegenüber der Korrelation zwischen Monatsmittel (Mai - September) und 'mittlerer Gletscher' erzielt werden. Durch die Hereinnahme von fünf Variablen in die Gleichung sind jedoch Schlüsse von Gletschervorstössen bzw. -rückzügen auf Temperaturänderungen nicht mehr durchführbar. Für die späteren multiplen Regressionen, die als Variable noch den Niederschlag enthalten, wird daher bezüglich der Temperatur wieder auf das Monatsmittel (Mai - September) zurückgegriffen.

3. DER EINFLUSS DES NIEDERSCHLAGES AUF DIE LAENGE VON GLETSCHERZUNGEN

3.1 Allgemeines

Der Niederschlag variiert unter den meteorologischen Elementen am meisten. Entsprechende Bedeutung kommt der Wahl der Referenz-Stationen zu. HOINKES (zitiert in WAKONIGG, 1971) fordert deshalb, dass die Stationen in unmittelbarer Nachbarschaft der Gletschergebiete liegen. Dem konnte jedoch aus zwei Gründen nicht nachgekommen werden: Einerseits sind die in extenso wiedergegebenen, bearbeiteten Niederschlagsreihen (UTTINGER, 1965) im Untersuchungsgebiet relativ weit entfernt von den Gletschergebieten. Andererseits wird mit dem Mittelwert eines Kollektivs von Gletschern verglichen, wodurch wiederum eine Station zu suchen war, bei welcher die verschiedenen Witterungseinflüsse ausgeglichen sind. Zur Wahl einer Referenz-Station wurden die Niederschlagsreihen der in Fig. 22 eingetragenen neuen Stationen untersucht. Dabei handelt es sich um zwei sicher nordbeeinflusste (Sargans, Elm), um drei sicher südbeeinflusste (Brusio, Vicosoprano, Mesoco), sowie um vier weitere Stationen, die je nach Witterungscharakter dem einen oder anderen Einflussbereich zuzuordnen sind.

Die Niederschlagswerte der einzelnen Stationen wurden mit Hilfe benachbarter Stationen auf ein einheitliches Niveau von 2'500 m ü.M. umgerechnet. Damit erhält man die Niederschlagsmengen etwa in Höhe der Gletscherzungen (Tab. 13). Eine weitere Extrapolation, z.B. auf ein heutiges Schneegrenzniveau, wäre nicht zu verantworten, da Referenz-Stationen fehlen, die die berechneten Niederschlagszunahmen pro 100 m abstützen würden.

In die Untersuchungen wurde zusätzlich ein für Graubünden berechneter Gebietsniederschlag einbezogen. Da es sich um ein sehr eng gekammertes Gebiet handelt, konnte kein flächenbezogener Niederschlag berechnet werden, sondern nur ein einfaches, ungewogenes Mittel aus den neuen eben erwähnten Beobachtungsreihen.

Da, wie zu erwarten war, die Korrelationskoeffizienten in diesem Kapitel sehr niedrig ausfielen, sind in Tab. 17 die kritischen Werte zu den einzelnen Signifikanzniveaus aufgeführt, wodurch die einzelnen Grössen besser beurteilt werden können.

3.2 Winterniederschlag (Oktober - April)

Je nach Menge des Winterniederschlages beginnt die Eisablation früher oder später, was für die Massenbilanz von Bedeutung ist (HOINKES und STEINACKER, 1975). Dies muss sich auch auf die Zungenlängenänderungen auswirken.

Man darf annehmen, dass der Winterniederschlag praktisch zu 100 % in Form von Schnee fällt und daher in die Haushaltsrechnung vollständig als Akkumulation eingeht. Es muss sich daher eine positive Korrelation zu den Zungenlängenänderungen ergeben.

Durch die Korrelation aller neuen Beobachtungsreihen miteinander lassen sich die verschiedenen Einflussbereiche (Nord- bzw. Südtau) bezüglich des Niederschlages abgrenzen (Tab. 18). Für die Wahl der geeigneten Bezugsstationen sind jedoch die niederschlagsbringenden Wetterlagen entscheidend. Nach den Untersuchungen von GENSLER (1978) herrschen im Winter (Dezember - Februar) West- und Nordlagen vor, die jedoch nur den Gletschern 1-4 und evtl. 5 (Fig. 22) reichlich Niederschläge bringen. Während den restlichen Monaten der Akkumulationsperiode herrschen dagegen Südlagen vor, die insbesondere die Gletscher 4-11 beeinflussen, aber auch den übrigen drei Gletschern noch geringe Niederschlagsmengen bringen können. Da überdies bei Südtau weit mehr Niederschlag fällt als bei Nordtau, dürfte sich eine südbeeinflusste Station (Tab. 18) zum Vergleich mit den Gletscherdaten weit besser eignen als eine nordbeeinflusste.

Dies bestätigen auch die Korrelationskoeffizienten in Tab. 19: Die Werte zeigen allgemein eine abnehmende Tendenz von Süd nach Nord. Bei einem Signifikanzniveau von 1 % (Tab. 17) lassen sich nur noch bei den rein südbeeinflussten Stationen Zusammenhänge mit den Gletscherdaten nachweisen; daher bringt auch der Einbezug des Gebietsniederschlages keine Verbesserung.

Allgemein sind die Werte der Korrelationskoeffizienten sehr niedrig, was die Untersuchungen von WAKONIGG (1971) über den Niederschlag während der Akkumulationsperiode bestätigen. Im Gegensatz zu den Sommertemperaturen liefern die Winterniederschläge nur einen kleinen Beitrag, um Zungenlängenänderungen zu erklären.

Signifikanzniveau	kritische Werte	
	zweiseitig	einseitig
0,1 %	0,424	0,400
1,0 %	0,338	0,307
5,0 %	0,261	0,220
10,0 %	0,220	0,172
20,0 %	0,172	0,114

Tab. 17: Signifikanztest nach R.A. FISHER, 1963:
Beobachtungen: n = 57 (1902-1958)

Brusio	1,000							
Vicosoprano	0,923	1,000						
Mesoco	0,877	0,906	1,000					
Bivio	0,813	0,837	0,691	1,000				
Arosa	0,636	0,640	0,566	0,829	1,000			
Platta-Medels	0,765	0,818	0,783	0,842	0,713	1,000		
Davos	0,279	0,234	0,243	0,474	0,681	0,528	1,000	
Sargans	0,309	0,229	0,209	0,380	0,642	0,524	0,746	1,000
Elm	0,384	0,308	0,405	0,412	0,593	0,624	0,780	0,719 1,000
	Brusio	Vicoso.	Mesoco	Bivio	Arosa	Platta	Davos	Sargans Elm
	südbeeinflusste Station				vermittelnde Station		nordbeeinflusste Station	

Tab. 18: Winterniederschlag: Korrelation aller neun Beobachtungsreihen untereinander

'mittlerer Gletscher'	0,433	0,376	0,323	0,351	0,257	0,141
	Brusio	Vicoso.	Mesoco	Bivio	Arosa	Platta
'mittlerer Gletscher'	-0,082	0,042	-0,182	0,289		
	Davos	Sargans	Elm	Gebiets-	niederschlag	

Tab. 19: Korrelation 'mittlerer Gletscher' zu Winterniederschlag

3.3 Sommerniederschlag (Mai - September)

Bereits 1971 weist HOINKES auf die Bedeutung der sommerlichen Schneefälle hin, die wesentlich zur Erklärung von Massenbilanzänderungen beitragen (HOINKES, 1971; HOINKES und STEINACKER, 1975; WAKONIGG, 1971). Die Neuschneemenge lässt sich jedoch aufgrund der Monatsmittel von Sommertemperatur und -niederschlag höchstens abschätzen (Tab. 20). Je höher die negative Korrelation, desto grösser kann man den Anteil des sommerlichen Schneefalls am Sommerniederschlag annehmen. Sommerschneefälle entstehen im Untersuchungsgebiet im wesentlichen bei Nordstau. Ein sicherer Zusammenhang (kalt und hohe Niederschläge) auf dem 1 % Signifikanzniveau (Tab. 17) ergibt sich nur für die Stationen Bivio und insbesondere Sargans. Allerdings sind die Korrelationskoeffizienten sehr niedrig. Die geringen Werte dürften ihre Ursache in den sommerlichen konvektiven Vorgängen haben (FLIRI, 1968).

Im Zungenbereich machen die sommerlichen Regenfälle den grössten Anteil des Niederschlages aus; wie sie sich auf den Massenhaushalt auswirken, wurde bisher noch kaum untersucht. Man kann ihren Einfluss folgendermassen abschätzen: In einer homothermen Schneedecke von 0° C vermögen 100 mm Regen von 10° C nur gerade 12,5 mm Schnee (Wasseräquivalent) zu schmelzen (GARSTKA, 1964, zitiert in WILHELM, 1975, p. 78). Der Einfluss des Regens auf Eis kann daraus als gering eingestuft werden. Trotzdem stellt sich das Problem, dass die Niederschläge in Form von Schnee sich positiv, in Form von Regen jedoch negativ auf den Massenhaushalt auswirken.

Sollen nun Niederschlagswerte mit Gletscherdaten verglichen werden, so muss mit Hilfe der Temperaturen abgeklärt werden, ob es sich um einen kühlfeuchten (Akkumulation, Bsp. Sargans), warmfeuchten (Ablation, Bsp. Vicosoprano) oder temperaturunabhängigen Klimatyp (Bsp. Arosa) handelt. Nur wenn eine eindeutige Korrelation zwischen Temperatur und Niederschlag vorhanden ist, kann die Korrelation Niederschlag/Gletscherdaten beurteilt werden.

Betrachten wir noch die einzelnen Korrelationskoeffizienten, die sich aus dem Vergleich aller Niederschlagsreihen miteinander ergeben (Tab. 21): Die Werte fallen alle wesentlich niedriger aus als im Winter. Einzelne Niederschlagsregionen können nicht mehr unterschieden werden. Es treten mehr Zufallskorrelationen auf, welche klimatologisch nur sehr schwer erklärbar sind. Beispielsweise korreliert Arosa mit Elm recht gut, jedoch mit dem benachbarten Davos nur noch auf einem Signifikanzniveau von 5 %. Die Ursache liegt in den sommerlichen Konvektionsvorgängen, die öfters zu Schauern und Gewittern innerhalb der Alpen führen. Die advektiven Vorgänge treten dagegen gegenüber dem Winter etwas zurück (GENSLER, 1978). Vergleicht man nun die einzelnen Niederschlagsreihen mit den Gletscherwerten (Tab. 22), so ergibt sich nur bei Sargans eine signifikante Beziehung auf dem 1 % Niveau. Aufgrund der Korrelation Temperatur/Niederschlag war dieses Ergebnis zu erwarten.

Temperatur Platta-Medels	0,068	0,117	0,100	-0,351	-0,008	-0,273
	Brusio	Vicoso.	Mesoco	Bivio	Arosa	Platta
Temperatur Platta-Medels	-0,286	-0,487	-0,259			
	Davos	Sargans	Elm			

Tab. 20: Korrelation Sommertemperatur zu Sommerniederschlag

Brusio	1,000							
Vicosoprano	0,769	1,000						
Mesoco	0,551	0,766	1,000					
Bivio	0,528	0,559	0,531	1,000				
Arosa	0,434	0,569	0,448	0,421	1,000			
Platta-Medels	0,535	0,691	0,632	0,586	0,598	1,000		
Davos	0,030	0,038	0,230	0,278	0,267	0,129	1,000	
Sargans	0,170	0,283	0,363	0,534	0,399	0,560	0,346	1,000
Elm	0,403	0,551	0,542	0,606	0,633	0,635	0,415	0,783
	Brusio	Vicoso.	Mesoco	Bivio	Arosa	Platta	Davos	Sargans

Tab. 21: Sommerniederschlag: Korrelation aller neun Beobachtungsreihen untereinander

'mittlerer Gletscher'	-0,283	-0,304	-0,076	0,201	-0,242	0,012
	Brusio	Visoco.	Mesoco	Bivio	Arosa	Platta
'mittlerer Gletscher'	0,162	0,358	0,004	-0,021		
	Davos	Sargans	Elm	Gebiets- niederschlag		

Tab. 22: Korrelation 'mittlerer Gletscher' zu Sommerniederschlag

4. SCHRITTWEISE, MULTIPLE REGRESSION

Mit Hilfe der schrittweisen, multiplen Regression soll untersucht werden, in welchem Mass die einzelnen Klimaparameter zur Erklärung der Zungenlängenänderungen beitragen. Zur Berechnung wurde das Programm B M D P 2 R der University of California verwendet. Die abhängige Grösse z ist der 'mittlere Gletscher'; unabhängige Variablen sind:

- u: Sommertemperatur von Platta-Medels (Mai - September)
- v: Winterniederschlag (9 Stationen + Gebietsniederschlag)
- w: Sommerniederschlag (9 Stationen + Gebietsniederschlag)

Aus der Gruppe Sommer- bzw. Winterniederschlag sollte jeweils diejenige Station herausgesucht werden, welche am meisten zur Erklärung der Beziehung Gletscher/Klima beiträgt.

4.1 Schritt 1 (Tab. 23)

Aufgrund der weitaus höchsten Einfachkorrelation ($r = -0,885$) geht die Sommertemperatur von Platta-Medels zuerst in die Rechnung ein. Sie allein erklärt schon 78,4 % der Zungenlängenänderungen. Ein ähnliches Ergebnis erhält auch L. REYNAUD (Grenoble). In einem Diskussionsbeitrag zu seinem Vortrag an der '16. Internationalen Tagung für Alpine Meteorologie' in Aix-Les-Bains (23.-26.9.80) sagte er: "Die Variabilität des interannuellen Variation der Gletscherbilanz wird zu 75 % durch das sommerliche Temperaturverhalten der Luft bedingt."

4.2 Schritt 2 (Tab. 24)

Wie sich aus der Auflistung der partiellen Korrelationskoeffizienten in Tab. 23 ergibt, trägt der Winterniederschlag von Bivio nach der Sommertemperatur am meisten zur Erklärung bei. Dabei ergeben die eher zentral gelegenen Stationen Bivio und Arosa höhere Werte als die ausgeprägten Süd-Stationen. Deutlich unterlegen sind die Nord-Stationen, was die Ueberlegungen im Abschnitt 'Winterniederschlag' stützt.

Aus der Regressionsgleichung folgt, dass eine Zunahme des Winterniederschlags um 100 mm durch eine Erhöhung der Sommertemperatur um $0,22^{\circ}\text{C}$ ausgeglichen wird. Dies stellt auch vom glaziologischen Standpunkt aus eine vernünftige Grössenordnung dar,

Variable	Partieller Kor.Koeff.
Winterniederschlag: Brusio	0,327
Vicosoprano	0,375
Mesoco	0,202
Bivio	0,577
Arosa	0,523
Platta-Medels	0,345
Davos	0,184
Sargans	0,236
Elm	- 0,091
Gebietsniederschlag	0,364
Sommerniederschlag: Brusio	- 0,480
Vicosoprano	- 0,432
Mesoco	- 0,355
Bivio	- 0,254
Arosa	- 0,536
Platta-Medels	- 0,513
Davos	- 0,205
Sargans	- 0,181
Elm	- 0,501
Gebietsniederschlag	- 0,529

Tab. 23: Schritt 1 (schrittweise, multiple Regression)

Variable z: 'Mittlerer Gletscher' (10^{-2} m)

Variable u: Sommertemperaturen von Platta-Medels ($10^{-10} \text{ } ^\circ\text{C}$)

Multipler Korrelationskoeffizient: $R = 0,885$

Bestimmtheitsmass: $B = 0,784$

Regressionsgleichung: $z = -110,23u + 11233,54$

Variable	Partieller Kor.Koeff.
Sommerniederschlag: Brusio	- 0,366
Vicosoprano	- 0,325
Mesoco	- 0,149
Bivio	- 0,074
Arosa	- 0,621
Platta-Medels	- 0,456
Davos	- 0,060
Sargans	- 0,180
Elm	- 0,430
Gebietsniederschlag	- 0,429

Tab. 24: Schritt 2 (schrittweise, multiple Regression)

Variable v: Winterniederschlag von Bivio (mm Wasseräquivalent)

Multipler Korrelationskoeffizient: $R = 0,925$

Bestimmtheitsmass: $B = 0,856$

Regressionsgleichung: $z = -107,05u + 2,33v + 9550,04$

benötigt doch nach HOINKES und STEINACKER (1975), die Schmelzung von 5 cm Neuschnee (d.h. rund 5 mm Niederschlag) etwa zwei positive Gradtage. Vergleicht man nun in Tab. 25 die Standardabweichung des Winterniederschlages und der Sommertemperatur, so zeigt sich die überragende Bedeutung der Sommertemperatur, die in vergleichsweise viel grösserem Masse schwankt als der Winterniederschlag. Diese Aussage wird auch durch glaziologische Untersuchungen von KASSER (1969, p. 3) bestätigt: "Die Aletschgletscher beispielsweise sind in den 30 Jahren oberhalb 3'500 m über Meer sogar etwas dicker geworden, auf 2'500 m über Meer sind sie etwas dünner geworden. Dies zeigt, dass die Hauptursache des Gletscherschwundes nicht in einem Mangel an Niederschlägen liegt, sondern in einer Zunahme der Ablation infolge steigender Temperaturen und einer Zunahme des Strahlungsgenusses."

	Mittelwert	Standardabweichung
Sommertemperatur von Platta-Medels	11,24° C	0,60° C
Winterniederschlag von Bivio	570 mm	87 mm

Tab. 25: Charakterisierung der Wete Sommertemperatur (Platta-Medels) und Winterniederschlag (Bivio)

Zeitraum	Anzahl Vorzeichen der Residuen		Summer der Residuen (gemessen in Metern)
	positive	negative	
1902-1910	6	3	9,0
1911-1920	8	2	19,9
1921-1930	5	5	- 1,5
1931-1940	3	7	- 4,3
1941-1950	6	4	2,4
1951-1958	1	7	-24,5

Tab. 26: Verteilung der Residuen auf die einzelnen Zeiträume

4.2.1 Residuen

Bei der Bearbeitung der Residuen, die sich nach dem 2. Schritt ergaben, lassen sich aus den Einzelwerten keine brauchbaren Aussagen machen. Bei der Betrachtung von Zeiträumen (Tab. 26) dagegen resultiert schon ein klareres Bild. So zeigt sich als Reaktion auf die Serie von sehr warmen Sommern von 1943 bis 1953 ein stärkeres Abschmelzen, als dies aufgrund der klimatologischen Verhältnisse zu erwarten gewesen wäre. Der umgekehrte Vorgang spielte sich in der Periode 1911 bis 1920 ab.

Untersuchungen über den Massenhaushalt am Hintereis- und Kesselwandferner haben ergeben, dass eine Serie von Jahren mit positiver Massenbilanz die Gletscher an Mächtigkeit zunehmen lässt und ihre Fliessgeschwindigkeit steigert (KUHN et al, 1979, p. 68 ff); die Eisströme stossen dann auch weiter vor, als dies aufgrund der Klimadaten zu erwarten gewesen wäre.

Bei den von mir durchgeführten Regressionsberechnungen werden automatisch 'mittlere Fliessgeschwindigkeiten' am Zungenende in die Modellrechnung einbezogen. Eine Serie gletschergünstiger Jahre führt daher (aufgrund der oben gemachten Ueberlegungen) zu positiven Residuen, zu negativen bei einer Reihe gletscherungünstiger Jahre. Für das Mass der Zungenlängenänderungen ist daher, abgesehen von den jährlichen klimatologischen Werten, die Häufung und Andauer von klimatischen Anomalien von ganz entscheidender Bedeutung (PATZELT, 1973, p. 53).

4.3 Schritt 3

Betrachtet man die partiellen Korrelationskoeffizienten von Tab. 24, so würden in einem 3. Schritt die Werte der Station Arosa aufgenommen. Im Kapitel 'Sommerniederschläge' hat sich jedoch nur für die Reihe Sargans eine sowohl klimatologisch wie glaziologisch vernünftige Interpretation ergeben. Diese Werte werden aber bereits durch die Hereinnahme der Sommertemperatur im 1. Schritt fast vollständig erklärt (siehe Tab. 23). Daher erübrigt sich der 3. Schritt.

5. ZUSAMMENFASSUNG

- Die Gletscher reagieren mit unterschiedlichen Verzögerungszeiten auf Klimaänderungen, wobei ein wichtiger Faktor die Grösse des Gletschers ist.
- Aus Zungenlängenänderungen von Einzelgletschern lassen sich keine Schlüsse auf das Klima ziehen.
- Durch Zusammenfassen der Daten mehrerer Gletscher, unter Berücksichtigung der Verzögerungszeiten, lassen sich Schlüsse auf das Regionalklima ziehen.
- Diese Zusammenfassung reduziert die lokalklimatische sowie die morphologischen Einflüsse.
- Weitaus wichtigster Klimaparameter ist die Temperatur während der Ablationsperiode Mai - September.
- Innerhalb der Sommertemperatur stellt sich der September als der entscheidendste Monat heraus.
- Eine weitere Verbesserung zur Erklärung der Beziehung (Klima/Zungenlängenänderungen) liefert nur noch der Winterniederschlag.
- Die Erhöhung des Winterniederschlages (Oktober - April) um 100 mm (Wasseräquivalent) wird durch die Erhöhung der mittleren Sommertemperatur (Mai - September) um $0,22^{\circ}\text{C}$ ausgeglichen.
- Wegen der grösseren Schwankung der Sommertemperaturen, sind diese für den untersuchten Zeitraum wesentlich entscheidender als die Winterniederschläge.
- Da aussagekräftige Sommerniederschlagsreihen über die Sommertemperatur mit den Gletscherdaten korrelieren, bringen sie bei einer schrittweisen, multiplen Regression keine Verbesserung.
- Die Analyse der Residualwerte lässt als wichtigen Faktor die Zeit in Erscheinung treten. So bewirkt eine Serie von gletschergünstigen Jahren einen kräftigeren Gletschervorstoss als dies aufgrund der jährlichen Klimadaten zu erwarten gewesen wäre.

Z I T I E R T E L I T E R A T U R

ABELE G., 1974: Bergstürze in den Alpen. Wiss. Alpenvereinshefte, Heft 25, München.

ATLAS DER SCHWEIZ, 1965-1978: Verlag der Eidg. Landestopographie, Wabern-Bern.

BEELE F., 1977: Geomorphologische Untersuchungen am Spät- und Postglazial im Schweizerischen Nationalpark und im Berninapassgebiet. Diss. Univ. Zürich.

BEHRE K.-E., 1978: Die Klimaschwankungen im europäischen Präboreal, Petermanns geogr. Mitt. 122.2.

BESCHEL R., 1950: Flechten als Altersmassstab rezenter Moränen. Zeitsch. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd.1, Heft 2, Innsbruck.

BESCHEL R., 1957: Lichenometrie im Gletschervorfeld. Jahrb. des Vereins zum Schutze der Alpenpflanzen und Tiere, München.

BORTENSCHLAGER S., 1977: Ursachen und Ausmass postglazialer Waldgrenzschwankungen in den Ostalpen. in FRENZEL B., 1977: Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. Erdwiss. Forschung, Band XIII, F.Steiner Verlag GmbH, Wiesbaden.

BRAUN-BLANQUET J., 1957: Ein Jahrhundert Florenwandel am Piz Linard. Bull. Jard. Bot. Etat Brux., Vol. Jubil. Walter Robyns, Bruxelles.

BURGA C., 1979: Postglaziale Klimaschwankungen in Pollendiagrammen der Schweiz. Vierteljahresschrift der Naturf. Gesellschaft in Zürich, Jahrg. 124, Heft 4.

CORNELIUS H.P., 1935/1950/1951: Geologie der Err-Julier-Gruppe. Erläuterungstext zur geologischen Karte. Kümmerly und Frey, Bern.

DIETRICH V., 1970: Die Stratigraphie der Plattadecke. Ecologae Geolog. Helv. 63/2.

DORIGO G., 1971: Die Solifluktuationsuntergrenze in den Alpen. Geographica Helvetica, Nr. 3.

DORIGO G., 1975: Trendoberflächen. Geographica Helvetica, Nr. 1.

EICHER U., 1979: Die $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ und $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenverhältnisse in spätglazialen Süsswasserkarbonaten und ihr Zusammenhang mit den Ergebnissen der Pollenanalyse. Diss. Univ. Bern.

ELLENBERG H., 1978: Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen. Verlag Ulmer, Stuttgart.

ESCHER A. + STUDER B., 1839: Geologische Beschreibung von Mittelländern. Zürich.

FINSTERWALDER R., 1953: Die zahlenmässige Erfassung des Gletscherückgangs der Ostalpengletscher. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie 2, Innsbruck.

FIRBAS F., 1949/1952: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas. Fischer, Jena.

FISHER R.A. + YATES F., 1963: Statistical Tables for Biological, Agricultural and Medical Research. Oliver & Boyd Ltd., Edinburgh.

FITZE P., 1969: Untersuchungen von Solifluktionsschneidungen im Alpenquerprofil zwischen Säntis und Lago di Como. Diss. Univ. Zürich.

FLIRI F., 1964: Zur Witterungsklimatologie sommerlicher Schneefälle in den Alpen. Wetter und Leben, 16/1-2.

FLIRI F., 1968: Untersuchungen über die Veränderlichkeit und Korrelation von Temperatur und Niederschlag in den Alpen zwischen Genf und Wien. Xème Congres Int. de Météorologie Alpine, Grenoble.

FRENZEL B., 1975: The Distribution Pattern of Holocene Climatic Change in the Northern Hemisphere. Proc. WMO/IAMAP Symp. on Long-Term Climatic Fluctuations, Norwich, 18-23 August, WMO-No 421.

FRENZEL B., 1977: Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. Erdwiss. Forschung, Band XIII, F. Steiner Verlag GmbH, Wiesbaden.

FURRER G. + FITZE P., 1971: Die Höhenlage von Solifluktionsformen und der Schneegrenze in Graubünden. Geographica Helvetica, Nr. 3.

FURRER G. + DORIGO G., 1972: Gliederung der Hochgebirgsstufen der Alpen. Erdkunde Bd. XXVI, Lfg. 2, Bonn.

FURRER G./GAMPER-SCH.B./SUTER J., 1980: Zur Geschichte unserer Gletscher in der Nacheiszeit. in: Das Klima. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

GAMPER-SCHOLLENBERGER B., in Vorbereitung: Gletschergeschichte des Oberengadins: Untersuchungen von Gletscherschwankungen in der Bernina- und Languard-Gruppe. Diss. Univ. Zürich.

GAMPER M. + SUTER J., 1978: Der Einfluss von Temperaturänderungen auf die Länge von Gletscherzungen. Geographica Helvetica, Nr. 4.

GENSLER G., 1967: Temperatur, Gletscherveränderungen und Firnbildung im Engadin. Wasser- und Energiewirtschaft, Jahrg. 59, Heft 6/7.

GENSLER G., 1978: Das Klima von Graubünden. Habilitationsschrift Univ. Zürich. Schweiz. Met. Zentralanstalt, Zürich.

GILGEN H., 1977: Beiträge zur Trendflächen-Analyse: Eine Trendflächen-Analyse der Waldgrenze in den Walliser-Alpen. Geogr. Inst. ETH Zürich, Publ. Nr. 58.

GIOVANOLI F., 1972: Geologie der Roccabella. Dipl.Arbeit, Geol. Inst. ETH Zürich (Manuskript).

GRONER U. + SUTER J., 1980: Profil Jenatsch-Hütte: Eine pollenanalytisch-sedimentologische Untersuchung in der Val Bever (Engadin). Geographica Helvetica, Nr. 3.

GROSS G., 1974: Schneegrenzberechnungen an den Gletschern der Silvretta-Gruppe. Systematischer Vergleich der Bestimmungsmethoden. Geogr. Hausarbeit, Univ. Innsbruck.

- GROSS G./KERSCHNER H./PATZELT G., 1978: Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. XII, Heft 2, p.223-251.
- GROVE J.M., 1979: The Glacial History of the Holocene. Progress in Physical Geography, Vol. 3, Nr. 1. Edward Arnold.
- GUTERSOHN H., 1971: Geographie der Schweiz. Band 2, Kümmerly und Frey AG, Bern.
- HAEBERLI W./KING L./FLOTTRON A., 1979: Surface Movement and Lichen-Cover Studies at the Active Rock Glacier near the Gruben-gletscher, Wallis, Swiss Alps. Arctic & Alpine Research, Vol. II, No. 4.
- HAGER P.K., 1916: Verbreitung der wildwachsenden Holzarten im Vorderrheintal GR. Bern.
- HANDKE A., 1977: Geologische Untersuchungen in der oberen Val Bever. Dipl. Arbeit, Geol. Institut ETH Zürich (Manuskript).
- HEITZ C., 1975: Vegetationsentwicklung und Waldgrenzenschwankungen des Spät- und Postglazials im Oberhalbstein (Graubünden/Schweiz) mit besonderer Berücksichtigung der Fichteneinwanderung. in: Beiträge zur Geobot. Landesaufnahme der Schweiz, Heft 55, Verlag H. Huber.
- HEUBERGER H., 1966: Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain und Oetzthal. Wiss. Alpenvereinsheft, Heft 20, Innsbruck.
- HEUBERGER H., 1968: Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial. Eiszeitalter und Gegenwart, Band 19, Innsbruck.
- HEUBERGER H., 1971: Roland Beschel und die Lichenometrie. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band VII, Heft 1-2.
- HOINKES H., 1970: Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band VI, Heft 1-2.
- HOINKES H., 1971: Ueber Beziehung zwischen der Massenbilanz des Hintereisferners und Beobachtungen der Klimastation Vent. Annalen der Meteorologie, Nr. 5.
- HOINKES H. + STEINACKER R., 1975: Zur Parametrisierung der Beziehung Klima-Gletscher. Rivista Italiana di Geofisica, 1.
- HOLTMEIER F.K., 1969: Zur Wadlgrenze im Oberengadin. Bündnerwald, 23. Jahrg., Nr. 3, Chur.
- HUMLUM O., 1978: Genesis of Layered Lateral Moraines: Implications for Palaeoclimatology and Lichenometry. Geografisk Tidsskrift 77.
- JACKSON M.L., 1958: Soil Chemical Analysis. Constable & Co. Ltd., London.
- JEGERLEHNER J., 1903: Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. in: Beiträge zur Geophysik. Zeitschr. für physik. Erdkunde, V. Band, Leipzig.

- KAEGI H.U., 1973: Die traditionelle Kulturlandschaft im Urserental. Diss. Univ. Zürich.
- KASSER P. + BISAZ O., 1968: Die Gletschermessungen auf dem Gebiet des Forstkreises Oberengadin-Bergell. Bündnerwald Nr. 5, 21. Jahrgang, Chur.
- KASSER P., 1969: Gletscherbeobachtungen in der Schweiz. Mitt. der Versuchsanst. für Wasserbau und Erdbau, Nr. 78, Zürich.
- KASSER P. + AELLEN M., 1976: Les variations des glaciers suisses en 1974-1975 et quelques indications sur les résultats récoltés pendant la Décennie Hydrologique Internationale der 1964-65 à 1973-74. La Houille Blanche, Nr. 6/7.
- KERSCHNER H., 1976: Das Daun- und Egesenstadium in ausgewählten Tälern der Zentralalpen von Nordtirol und Graubünden. Diss. Univ. Innsbruck. (unpubl. Manuskript).
- KERSCHNER H., 1978: Untersuchungen zum Daun- und Egesenstadium in Nordtirol und Graubünden (methodische Ueberlegungen). Geogr. Jahresbericht aus Oesterreich, Band XXXVI.
- KING L. + LEHMANN R., 1973: Beobachtungen zur Oekologie und Morphologie von Rhizocarpon geographicum (L) DC und Rhizocarpon alpicola (Hepp.) Rabenh. im Gletschervorfeld des Steingeltschers. Schweiz. Bot. Ges. 83 (2).
- KING L., 1974: Studien zur postglazialen Gletscher- und Vegetationsgeschichte des Sustenpassgebietes. Basler Beiträge zur Geographie, Heft 18.
- KINZL H., 1929: Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. Zeitschr. für Gletscherkunde, 17.
- KINZL H., 1949: Formenkundliche Beobachtungen im Vorfeld der Alpengletscher. Veröff. Museum Ferdinandeum, Band 26/29.
- KLEIBER H., 1974: Pollenanalytische Untersuchungen zum Eisrückzug und zur Vegetationsgeschichte im Oberengadin I. Bot. Jahrb. Syst. 94 I.
- KUHN M. et al, 1979: 25 Jahre Massenhaushaltsuntersuchungen am Hintereisferner. Inst. für Meteo. und Geophysik, Univ. Innsbruck.
- KUHN W., 1958-1962: Der Firnzuwachs 19../.. in einigen schweizerischen Firngebieten. 44.-49. Bericht. Viertelj.schrift der Naturf. Gesell. Zürich.
- KUETTEL M., 1979: Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte und zum Gletscherrückzug in den westlichen Schweizer Alpen. Ber. Schweiz. Bot. Ges. 89, 1/2.
- LANDOLT E., 1969: Unsere Alpenflora. Verlag Schweiz. Alpenclub.
- LEMANS A., 1963-1978: Der Firnzuwachs 19../.. in einigen schweizerischen Firngebieten. 50.-63. Bericht. Viertelj. schrift der Naturf. Gesell. Zürich.
- LICHTENECKER N., 1938: Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. Verh. d. III. INQUA-Konf., Wien, 1936.

MAISCH M., (zur Veröffentlichung vorgesehen, 1981): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser und Albulatal (Graubünden, Schweiz). Diss. Univ. Zürich.

MAYR F., 1968: Postglacial Glacier Fluctuations and Correlative Phenomena in the Stubai Mountains, Eastern Alps, Tyrol. Univ. of Colorado Studies, Series in Earth Sciences, No. 7.

MAYR F. + HEUBERGER H., 1968: Type areas of Late Glacial and Post-Glacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps. Proc. Congr. Quatern. Res. VII, Vol. 14, Boulder, Col.

MEHRA O.P. + JACKSON M.L., 1960: Iron Oxide Removal from Soils and Clays by a Dithionite-Citrate System Buffered with Sodium Bicarbonate. Clays and Clay Minerals, 7.

MEIER M.F., 1965: The Quaternary of the United States. Princeton.

MESSERLI B. et al: Die Schwankungen des Unteren Grindelwaldgletschers seit dem Mittelalter. Zeitsch. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band XI, Heft 1, Univ.Verlag Wagner GmbH, Innsbruck.

MUELLER F./CAFLISCH T./MUELLER G., 1976: Firn und Eis der Schweizer Alpen. Publ. Nr. 57, Geogr. Inst. ETH Zürich.

MUELLER H.N., 1975a: Untersuchungen ehemaliger Gletscherstände im Rossbodengebiet (Simplon, Wallis). Dipl.-Arbeit Geogr. Inst. Univ. Zürich (Manuskript).

MUELLER H.N., 1975b: Fossile Böden in Moränen. Bull. de la Murithienne, 92.

NOLD M., 1972: Geologie des Grevasalvasgebietes am Julierpass. Dipl.-Arbeit Geolog. Inst. ETH Zürich (Manuskript).

OBERLI A., 1979: Johann Rudolf Stengel. Ed. Plepp, Alfons Cavelti, Köniz.

PALLMAN H. + HAFTER P., 1933: Pflanzensoziologische und bodenkundliche Untersuchungen im Oberengadin. Berichte Schweiz. Bot. Gesell., Band 42, Heft 2.

PATZELT G., 1972: Die spätglazialen Stadien und postglazialen Schwankungen von Ostalpenglatschern. Ber. Deutsche Bot. Gesell., Band 85, Heft 1-4.

PATZELT G., 1973: Die neuzeitlichen Gletscherschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band IX, Heft 1-2.

PATZELT G. + BORTENSCHLAGER S., 1973: Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). Z. Geomorph. N.F. Suppl. Band 16, Berlin, Stuttgart.

PATZELT G. + BORTENSCHLAGER S., 1976: Zur Chronologie des Spät- und Postglazials im Oetztal und Inntal (Ostalpen, Tirol). in: FRENZEL B.: Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projekts 73/1/24 "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Stuttgart.

PATZELT G., 1977: Der zeitliche Ablauf und das Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen. in: FRENZEL B., 1977: Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. Erdwiss. Forschung, Band XIII, F.Steiner Verlag GmbH, Wiesbaden.

PATZELT G., 1980a: The Austrian Glacier Inventory: Status and First Results. Proc. Riederalp Workshop, Sept. 1978, IAHS-AISH Publ. No. 126.

PATZELT G., 1980b: Neue Ergebnisse der Spät und Postglazialforschung in Tirol. Jahresber. 1976/77 der Oesterr. Geogr. Ges. Zweig Innsbruck.

PENCK A. + BRUECKNER E., 1909: Die Alpen im Eiszeitalter. Verlag Tauchnitz, Leipzig.

PUNCHAKUNNEL P., in Vorbereitung: Pollenanalytische Untersuchungen zum Eisrückzug und zur Vegetationsgeschichte im Oberengadin II (Lej Marsch, Mauntschas, Stazer Wald). Diss. Univ. Basel.

ROETHLISBERGER F., 1976: Gletscher- und Klimaschwankungen im Raum Zermatt, Ferpècle und Arolla. Diss. Univ. Zürich.

ROETHLISBERGER F. et al, 1980: Holocene Climatic Fluctuations - Radiocarbon Dating of Fossil Soils (fAh) and Woods from Moraines and Glaciers in the Alps. in: Geography in Switzerland, Geographica Helvetica, Nr. 5.

SALATHE H.R., 1961: Die stadiale Gliederung des Gletscherrückganges in den Schweizer Alpen und ihre morphologische Bedeutung. Diss. Univ. Basel.

SCHARFETTER R., 1938: Das Pflanzenleben der Ostalpen. Wien.

SCHLUECHTER C., 1976: Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretals südlich von Bern. Beitr. zur Geolog. Karte der Schweiz, Neue Folge, 148. Lieferung.

SCHMID E., 1966: Vegetation. Atlas der Schweiz 17.

SCHNEEBELI W., 1976: Untersuchungen von Gletscherschwankungen im Val de Bagnes. Diss. Univ. Zürich.

SCHUEPP M., 1960: Klimatologie der Schweiz, Teil C, Lufttemperaturen 1. Teil. Schweiz. Met. Zentralanstalt, Zürich.

SCHUEPP M., 1961: Klimatologie der Schweiz, Teil C, Lufttemperaturen 2. Teil. Beiheft zu den Annalen der Schweiz. Met. Zentralanstalt (Jahrgang 1960), Zürich.

SCHWARZ-OBERHOLZER G., 1977: Die Verbreitung von Solifluktförmungen im Raume Segnespass/Kistenpass. Diss. Univ. Zürich.

STAUB R., 1938: Zur Frage einer Schlussvereisung im Berninagebiet zwischen Bergell, Oberengadin und Puschlav. Eclogae Geologicae Helvetiae, Vol. 31, No. 1.

STAUB R., 1952: Die Passlandschaft von Maloja und die Gletschermühlen. Komitee für die Gletschermühlen und eine Schutzzone Maloja.

STEINER D., 1977: Beiträge zur Trendflächen-Analyse: Grundsätzliches zur Trendflächen-Analyse. Geogr. Inst. ETH, Publ. Nr. 58, Zürich.

STOECKLIN J., 1949: Geologie der nördlichen Errgruppe zwischen Val d'Err und Weissenstein. Diss. Univ. Zürich.

SUTER J. + SUTER U., 1976: Glazialmorphologische Untersuchungen in der Val Bever. Dipl.-Arbeit, Geogr. Inst. Univ. Zürich (Manuskript).

SUTER J. + FITZE P., 1977: Führer zur ALPQUA 77 der Schweiz. Geomorph. Ges. Zürich.

SUTER J. + GAMPER M., 1978: Der Einfluss von Temperaturänderungen auf die Länge von Gletscherzungen. Geographica Helvetica, Nr. 4.

SUTER J. + FURRER G., 1979: Gletschergeschichte als Beitrag zur Klimaforschung. Neue Zürcher Zeitung, 13.6.79, Nr. 134.

SUTER J. + GRONER U., 1980: Profil Jenatsch-Hütte: Eine pollen-analytisch-sedimentologische Untersuchung in der Val Bever (Engadin). Geographica Helvetica, Nr. 3.

SUTER J./FURRER G./GAMPER-SCHOLLENBERGER B., 1980: Zur Geschichte unserer Gletscher in der Nacheiszeit. in: Das Klima. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

THEOBALD G., 1866: Geologische Beschreibung von Graubünden. Beitr. zur Geolog. Karte der Schweiz: Die südöstlichen Gebirge von Graubünden, Chur.

TRUEMPY R., 1969: Aperçu général sur la géologie des Grisons. Compte Rendu Sommaire des Séances de la Soc. Géol. de France.

TRUEMPY R., 1980: Geology of Switzerland. Wepf & Co., Basel, New York.

UTTINGER H., 1965: Klimatologie der Schweiz, Teil E, Niederschlag 1.-3. Teil. Schweiz. Met. Zentralanstalt, Zürich.

UTTINGER J., 1972: Geologie der östlichen Val d'Agnelli und Valletta dal Güglia, Julierpass. Dipl.-Arbeit, Geolog. Inst. ETH Zürich (Manuskript).

VIDAL H., 1979: Glaziale Uebertiefung unter rezenten Gletschern und in deren Vorfeldern. Eiszeitalter und Gegenwart Band 29, Hannover.

WAKONIGG H., 1971: Gletscherverhalten und Klimaelemente. Festschr. H. Paschinger, in: Mitt. Naturwiss. Verein für Steiermark, Graz.

WELTEN M., 1979: Eis, Wasser und Mensch haben das Aaretal verändert. Mittl. Naturf. Gesell. Bern, 36. Band.

WILHELM F., 1975: Schnee- und Gletscherkunde. de Gruyter Verlag, Berlin.

ZIEGLER J.M., 1876: Ueber das Verhältnis der Topographie zur Geologie. Text zur topogr. Karte vom Engadin und Bernina, Basel.

ZIENERT A., 1965: Gran Paradiso - Mont Blanc: Prähistorische und historische Gletscherstände. Eiszeitalter und Gegenwart, Band 16.

ZOLLER H., 1960: Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der Insubrischen Schweiz. Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. 83, Abh. 2.

ZOLLER H./SCHINDLER C./ROETHLISBERGER H., 1966: Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und im Vorderrheingebiet. Verhandl. Naturf. Ges. Basel, Band 77, Nr. 2, Basel.

ZOLLER H./MUELLER H.J./KLEIBER H., 1972: Zur Grenze Pleistozän/Holozän in den östlichen Schweizer Alpen. Ber. Deutsch. Bot. Ges. Band 85, Heft 1-4.

ZOLLER H., 1977a: Pollenanalyse, Klimaschwankungen und Gletscherstände im ausgehenden Pleistozän und Holozän der östlichen Schweizer Alpen. Vortrag 7.10.1977 an der 157. Jahresversammlung der SNG, Bern.

ZOLLER H., 1977b: Alter und Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Schweizer Alpen. in: FRENZEL B., 1977: Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. Erdwiss. Forschung, Band XIII, F.Steiner Verlag GmbH, Wiesbaden.

AN H A N G L G L E T S C H E R D E S O B E R - E N G A D I N S

Nr.	Koordinaten der Schneegrenzen 1850	1973	Höhe Schneegrenzen 1850 (m ü.M.)	1973	Fläche in km2 1850	1973	Exp. 1850	Name
101	776480	158190	2'850	3'000	.75	.12	E	Lavinär
102	775675	157225	2'870	3'140	1.16	.41	SE	Err-Jenatsch
103	774060	156870	2'970	3'140	1.65	.81	SE	Calderas
104	774160	156670	2'920	3'050	1.76	1.29	SE	Agnel
105	774925	154160	2'895	3'080	2.95	1.23	NE	Traunter Ovas
106	776810	153575	2'820	3'080	2.45	.88	N	
107	777850	153300	2'820		.23	.09	NW	
108	777970	155350	2'820		.21	.27	NW	
109	781100	156630	2'795		1.10	.57	N	Pallud Marscha
110	782340	157900	2'760		.58	.27	NE	Piz Ot
111	777540	151600	2'840		.44	.02	SW	
112	777970	152580	2'840		.50	.06	NE	Suvretta
113	778200	154350	2'920		.33	.10	E	Glaviöl
114	778360	155150	2'880		.14	.06	NE	
115	780275	156680	2'855		.09	.11	NW	
116	780410	155920	2'860		.32	.16	NW	Glüna
117	779900	154690	2'900		.15	0	NW	
118	780340	155160	2'915		.17	.06	E	
119	782400	157210	2'900		.16	.07	E	
120	782180	156980	2'930		.06	0	E	
201	776690	147530	2'770	2'940	.74	.36	NE	Lagrev
202	775950	146375	2'925		.72	.09	SE	
203	776500	146610	2'950		.10	0	SE	
204	776970	147030	2'795		.27	.03	E	
205	777140	146540	2'795		.04	0	NE	
301	774300	131480	2'650	2'930	12.61	8.74	N	Forno
302	775250	135790	2'725	2'820	.16	.10	N	Rossi
303	775475	135930	2'710		.11	0	N	
304	776390	135790	2'545		.86	.19	NE	
305	776240	137380	2'730		.46	.22	NW	

401	776375	140075	776300	139550	2'650	3'080	.44	.10	N	Vadrec da Murtairac
402	776650	139250			2'880		.18	.03	N	
403	776850	138675			2'800		.08	0	NE	
404	777175	138300			2'760		.32	0	NE	
405	777425	137820			2'620		.36	.05	NE	
406	777500	136950	777400	136700	2'820	3'020	.34	.12	NE	
407	777750	136375	777550	136150	2'820	2'980	.49	.17	NE	
408	778950	135600			2'820		4.70	2.97	N	Vadrec da Fedoz
409	779800	137520			2'760		.12	0	NE	
410	780350	136925			2'760		1.57	.90	NE	Vadret dal Güz
411	781300	136000			2'600		2.89	1.40	N	Vadret da Fex
412	782440	137000	783300	137000	2'850	3'060	3.84	2.57	NW	Vadret dal Tremoggia
413	782375	138750			2'930		.34	0	NW	
414	782600	139725	782900	139000	2'990	3'220	.57	.28	W	Vadretin dal Chapütschin
415	782325	139725			2'930		.27	.21	W	
416	782500	140875			2'890		.09	0	NW	
417	782675	141150			3'090		.38	0	W	
418	782425	142050	782600	141800	3'010	3'140	.36	.19	W	
419	782625	142600			3'230		.03	0	NW	
501	782225	143150			2'780		.74	.16	NW	Vadret dal Murtel (Fex)
502	783025	143650			3'170		.03	0	NW	
503	783000	144500			2'730		.14	0	N	
504	784575	146650			2'850		.10	0	W	Vadret d'Arilas
505	784800	147750			2'950		.11	.14	NW	Vadret da Suriej
506	785250	148725	785250	148450	2'780	2'880	.46	.17	N	Vadret da Rosatsch
507	785900	148925			2'960		.05	0	NW	
508	786525	149900			2'660		.05	0	N	
509	785850	148800			2'970		.02	0	NE	
510	785400	147825			2'960		.21	.04	E	
601	783900	144225	783500	144000	2'880	3'060	1.36	.72	NE	Vadret dal Corvatsch
602	783950	143300			2'990		.83	.36	NE	Vadret da l'Alp Ota
603	783800	142400			3'070		.80	.48	E	Vadret dal Murtel
604	783300	141775	783050	141700	3'050	3'240	.22	.10	E	
605	783325	141350			2'990		.26	.08	NE	
606	783125	140325			2'960		.51	.16	NE	
607	783675	139675	783300	139250	2'830	3'120	1.20	.60	NE	Vadret dal Chapütschin
608	785300	139350	785300	138250	2'750	3'150	11.26	8.91	N	Vadret da Roseg
609	787925	141175	788425	140225	2'800	3'140	9.72	7.61	NW	Vadret da Tschlierva
610	787825	143975	789000	143700	2'930	3'180	1.45	1.02	NW	Vadret da Misaun

611	788075	144775	788350	144700	2'920	3'100	.68	.35	NW	Vadrettin da Misaun S
612	788550	145500	788750	145000	2'890	3'100	.68	.30	NW	Vadrettin da Misaun N
613	789100	146225			2'900		.15	0	NW	
614	789460	144350			2'880		1.06	.32	NE	Boval Dadour
615	790175	144000			2'880		.44	.11	NE	Boval d'Mez
616	792200	142000	792500	141000	2'760	3'050	21.49	17.67	N	Mortersatsch
617	793600	144850			2'890		.12	.03	N	
618	793700	144200			2'810		.20	0	E	
619	793900	144000			2'850		.20	0	NE	
620	794200	143600			2'830		.34	.16	N	
621	795650	142400			2'730		.69	.27	N	Arlas (Val Arlas)
701	796660	141780	796500	141000	2'710	3'120	2.75	1.89	NE	Cambrena
702	797860	141350			2'720		.41	.19	N	Sassal Mason
703	795520	138230	795350	138300	3'010	3'350	7.93	6.62	E	Palü
801	796700	150150			2'780		.09	0	E	
802	796050	150150			2'790		.03	0	W	
803	796900	150100			2'820		.03	0	E	
804	800100	150350			3'030		.04	0	S	
805	798700	148150			2'810		.10	0	NW	
806	799200	147950			2'790		.45	.16	NW	
807	799600	147800			2'850		.39	0	NE	
808	799850	147650			2'720		.47	0	NE	
901	794270	149750			2'830		1.34	.44	E	Albris
902	793200	149580			2'860		.72	0	NW	Languard
903	792000	153100	792200	152650	2'830	3'020	.74	.17	NW	Muragl
904	792575	154350			2'940		.31	.05	NW	Vadret da las Strelas
905	792500	155000			2'920		.19	.10	W	
906	789750	148050			2'680		.09	0	N	

ANHANG 2 14C-DATEN

Alter BP	Labor-nummer	Lokalität Koordinaten	Material	Aussage	Beschreibung in der Arbeit	Mitautoren
13'850±490	UZ-301	Lej Marsch 782800/149800	Gyttja	Raum St.Moritz seit min.dieser Zeit eisfrei	Teil I, Kap. C.5	GAMPER-SCH. (in Vorber.) PUNCHAKUNNEL (in Vorb.)
8'645±75	UZ-329	Profil Palüd Marsch 781970/159540	Gyttja	keine Aussage zur Klima- geschichte	Teil I, Kap. B.2.4.4	
8'630±165	UZ-140	Profil Jenatsch Hütte 775600/155550	Gyttja	Mindestalter für Ova d'Err Stand	Teil I, Kap. B.2.4.1 und C.6.3	GRONER+SUTER (1980,p.113)
8'085±95	UZ-179	Profil Beverin 777120/156480	Pinus cembra	Waldgrenze min. so hoch wie heute	Teil I, Kap. B.2.4.3	
7'810±85	UZ-275	Profil Jenatsch Hütte 775600/155550	Gyttja	Mindestalter für die Ober- halbstein- schwankung	Teil I, Kap. R.2.4.1	GRONER+SUTER (1980,p.117)
6'355±80	UZ-227	Profil Jenatsch Hütte 775600/155550	Gyttja	Höchstalter für die Piora- Schwankung	Teil I, Kap. B.2.4.1	GRONER+SUTER (1980,p.118)
5'460±80	UZ-178	Profil Palüd Marscha 781970/159540	Pinus cembra	Keine Aussage zur Klima- geschichte	Teil I, Kap. B.2.4.4	
4'260±70	UZ-280	Profil Beverin	Pinus cembra	Waldgrenze min. so hoch wie heute	Teil I, Kap. B.2.4.3	
4'085±75	UZ-259	Profil Jenatsch Hütte 775600/155550	Gyttja	Mindestalter für die Piora- Schwankung	Teil I, Kap. B.2.4.1	GRONER+SUTER (1980,p.118)
4'075±85	UZ-148	Profil Beverin	Gyttja	Keine Aussage zur Klima- geschichte	Teil I, Kap. B.2.4.3	
2'565±65	UZ-258	Profil Jenatsch Hütte 775600/155550	Torf	Datierung der Schwankung Göschenen I	Teil I, Kap.	GRONER+SUTER (1980,p.118)
2'475±95	UZ-96	Profil Traunter Ovas 776870/154770	fossiler Ah-Hori-	Nach 2'500 BP Gletscher- hochstand	Teil I, Kap. B.2.4.2	

Anmerkungen: - Bei allen Daten handelt es sich um unkorrigierte, konventionelle 14C-Alter
- Die Lokalitäten der einzelnen Bohrungen/Grabungen sind in der Karte zum
Teil I, Kap. D eingetragen
- UZ = Universität Zürich

LEBENS LAUF

Am 1. Januar 1951 wurde ich, Jürg Heinz Suter, Bürger von Zofingen (Kt. Aargau) und Köllikon (Kt. Aargau), in Zürich geboren.

Von 1968 bis 1972 besuchte ich die Kantonale Oberrealschule in Zürich, wo ich mit der Maturität Typus C abschloss.

Von 1973 bis zum Wintersemester 1980/81 war ich an der Universität Zürich immatrikuliert. Das Grundstudium der Geographie beendete ich 1977 mit dem Diplom der Philosophischen Fakultät II der Universität Zürich.

In den Jahren 1977 bis 1980 arbeitete ich unter der Leitung von Prof. Dr. G. Furrer an der vorliegenden Dissertation.

Seit 1978 bin ich als Assistent am Geographischen Institut der Universität Zürich tätig.

Im Laufe meines Studiums besuchte ich Vorlesungen und Übungen bei folgenden Dozenten:

- Geographie: Bachmann, Bär, Bögli, Boesch, Dürst, Fitze, Furrer, Gensler, Gutermann, Haefner, Itten, Kaiser, Kasper, Kishimoto, Leemann, Richard, Schüepp, Schweingruber, Steiner
- Geologie: Büchi, Dal Vesco, Gansser, Hantke, Jäckli, Milnes, Trümpy, Uhr
- Petrographie: Dietrich, Müller-Vonmoos, Oberholzer, Schmid, Trommsdorff
- Paläontologie: Hünemann, Kuhn-Schnyder, Rieber
- Mathematik: Batschelet
- Abt. für Bauingenieurwesen (ETH): Dracos, Lang
- Didaktik: Inhelder, Woodtli

